Beiträge zur Entwicklung des Föhns und Untersuchungen über Hochnebel

---

Teildruck der

Inauguraldissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Basel

von

Karl Frey

aus Reigoldswil (Kt. Baselland)

Trimbach-Olten

Graph. Anst. Georg Rentsch Söhne

1945

Beiträge zur Entwicklung des Föhns und Untersuchungen über Hochnebel

---

Teildruck der

Inauguraldissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt

der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Basel

von

Karl Frey

aus Reigoldswil (Kt. Baselland)

Trimbach-Olten

Graph. Anst. Georg Rentsch Söhne

1945

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag von

Herrn Prof. Dr. Th. Niethammer
Herrn Dr. L. Lugeon

Basel, den 26. Juni 1944.

Prof. Dr. E. Handschin
Dekan

Herrn Karl Frey wurde von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel am 26. Juni 1944 erlaubt, diesen Teildruck seiner am 26. Juni 1944 genehmigten Inauguraldissertation drucken zu lassen.

Die vollinhaltliche Arbeit mit dem Titel:

Beiträge zum Ablauf von Wetterlagen an Berg- und Talstationen

kann eingesehen oder entliehen werden:

1. in der astronomisch-meteorologischen Anstalt der Universität Basel;
2. in der Universitätsbibliothek Basel;
3. in der Schweizerischen Landesbibliothek in Bern.

Inhaltsverzeichnis

I. Das verarbeitete Material und die Durchführung der Untersuchungen

1. Das Beobachtungsmaterial der Jahre 1938 und 1939 . . . 9

2. Die Untersuchung im Fruttgebiet 9
   a) Zweck der Untersuchung 9
   b) Die Messungen entlang der Meßstrecke Stöckalp—Melchsee-Frutt 10
   c) Die Verarbeitung der Messungen 11

3. Die Untersuchung im Pilatusgebiet 11
   a) Die Verteilung der Stationen und die Durchführung der Messungen 11
   b) Die Verarbeitung der Messungen 12

II. Süd- und Nordföhn

1. Die adiabatischen Verhältnisse bei Süd- und Nordföhn . . 14
   a) Die Verhältnisse auf der Leeseite 15
   b) Die Verhältnisse auf der Luvseite 17
   c) Vergleich zwischen Süd- und Nordföhn 18

2. Die virtuellpotentielle Temperatur im Föhngebiet und auf den Bergstationen des Alpenvorlandes 18
   a) Die Verhältnisse bei Südföhn 20
   b) Die Verhältnisse bei Nordföhn 23
   c) Vergleich zwischen Süd- und Nordföhn 28

3. Die Föhngradient- und Staugradientänderungen 31
   a) Die Abnahme des Föhn- und Staugradienten mit der Höhe 31
   b) Der Zusammenhang der Gradientänderungen mit den Temperaturänderungen 32
   c) Der Zusammenhang der Gradientänderungen mit den thermischen Druckänderungen 35
   d) Die Abnahme der Gradientänderungen mit der Höhe . 38
   e) Prognose der Föhngradient- und Staugradientänderungen 48

4. Die Windverteilung bei Föhn und dessen Beginn und Ende 55
   a) Die Windverteilung bei Südföhn 55
   b) Die Windverteilung bei Nordföhn 56
   c) Das Einsetzen des Föhns an den Stationen Gotthard und Göschenen 57
   d) Die Verhältnisse vor dem Einsetzen des Föhns in Altdorf 58

e) Die Verhältnisse bei Föhn in Altdorf 59
f) Die Verhältnisse unmittelbar vor dem Ende des Föhns . 60
g) Die Verhältnisse unmittelbar nach dem Ende des Föhns in Altdorf 61
h) Die Vertikalgeschwindigkeit des Föhns 62

5. Spezialuntersuchungen 63
a) Der Einfluß der Geländebeschaffenheit zwischen Stöckalp und Frutt 63
b) Südföhnlagen zwischen Stöckalp und Frutt 65
c) Eine Südföhnlage im Pilatusgebiet 77

6. Theorie des Föhns 84

III. Hochnebel

1. Hochnebellagen im Fruttgebiet 95

2. Hochnebellagen im Pilatusgebiet 100
a) Die Temperatur- und Feuchtigkeitsänderungen oberhalb der Hochnebeldecke 100
b) Die Verteilung der Temperatur- und Feuchtigkeitsgrößen bei Hochnebel 107

3. Die Hochnebelprognose 109

IV. Zusammenfassung 111

Literaturverzeichnis 115
Verzeichnis der verwendeten Symbole 117

Meiner lieben Mutter gewidmet

Die meteorologischen Vorgänge lassen sich in ihrer Mannigfaltigkeit nur mit Lebensvorgängen vergleichen.

Kaum ein anderer Zweig der Naturwissenschaft hat so oft Gelegenheit, das Werden und Vergehen zu erleben wie die Meteorologie.

A. Schmauss.

I. Das verarbeitete Material und die Durchführung der Untersuchungen

Die vorliegende Arbeit verwendet die Wetterbeobachtungen von schweizerischen Berg- und Talstationen der Jahre 1938 und 1939, die im Abschnitt über «Süd- und Nordföhn» verarbeitet wurden.

Bei Untersuchungen, die im März und April 1942 im Fruttgebiet und im Oktober und November 1942 im Pilatusgebiet stattfanden, wurden die meteorologischen Elemente Temperatur, relative Feuchtigkeit und Luftdruck in kleinen Höhen- und Zeitintervallen gemessen. Die Resultate dieser Untersuchungen sind im Abschnitt «Süd- und Nordföhn», sowie im Abschnitt «Hochnebel» dargestellt.

1. Das Beobachtungsmaterial der Jahre 1938 und 1939

Die Terminbeobachtungen von 0730, 1330 und 2130 folgender Stationen wurden verwendet:

Lugano, Airolo, Gotthard, Göschenen, Altdorf.
Interlaken, Jungfraujoch.
Sargans, Säntis.
Montreux, Rochers de Naye.
Weißenstein, Rigi, Pilatus, Monte Generoso.

Die Werte der Beobachtungen wurden den Annalen und den klimatologischen Tabellen 1938/39 der M. Z. A. entnommen. Außerdem standen die Wetterkarten der M. Z. A. aus den Jahren 1938/39 zur Verfügung.

2. Die Untersuchung im Fruttgebiet

a) Zweck der Untersuchung

Die Kenntnis der Werte von Temperatur, Feuchtigkeit und Druck in Abhängigkeit von der Höhe ist für die Beurteilung des Wetterablaufes von großer Bedeutung. Es sind dies die 3 Elemente, die bei einem Radiosondenaufstieg in der freien Atmosphäre ge-

messen werden. In dieser Untersuchung erfolgten nun die Messungen entlang eines Berghanges mit dem Zweck, die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse bei verschiedenen Wetterlagen, besonders bei Föhn- und Staulagen, sowie bei Hochnebel zu erfassen.

Es war zum vornherein klar, daß die Messungen nicht repräsentativ sein können für die Verhältnisse in der freien Atmosphäre. Doch sollten diese Abweichungen erfaßt und die Möglichkeiten geprüft werden, wie einzelne Ergebnisse für die Erfassung des Wetterablaufes und für die die Wetterprognose Verwendung finden können.

b) Die Messungen entlang der Meßstrecke Stöckalp—Melchsee-Frutt

Abb. 1 zeigt das Längsprofil der Bahnstrecke des Schwebebähnchens Stöckalp—Melchsee-Frutt.

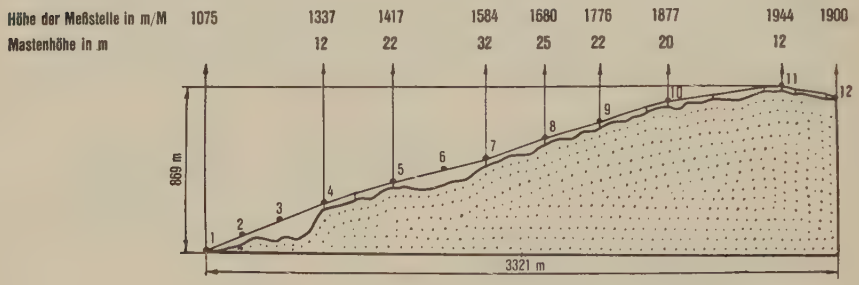

Abb. 1

Längsprofil der Luftseilbahn Stöckalp—Melchsee-Frutt
Maßstab 1 : 40000

An den 12 markierten Stellen erfolgten die Messungen. Die Messung 1 wurde außerhalb des Bähnchens auf der Talstation Stöckalp (1075 m/M), die Messung 12 vor der Endstation Frutt (1900 m/M) ausgeführt. Die übrigen Messungen erfolgten bei geöffneten Fenstern vom Schwebebähnchen aus, das bei jeder Meßstelle für 70 Sekunden arretiert wurde, um genaue Messungen zu ermöglichen.

Der Höhenunterschied von der Talstation (1075 m/M) bis zur höchsten Meßstelle 11 (1944 m/M) beträgt 869 m.

Um den Verlauf der meteorologischen Elemente über ein grösseres Höhenintervall zu bekommen, wurden die Beobachtungen der Stationen Flüeli (760 m/M) am Ausgang des Melchtales und Stanstad (440 m/M) ebenfalls verwendet.

Die Temperatur- und Feuchtigkeitsmessung wurde mit einem Psychrometer, die Druckmessung mit einem Aneroidbarometer der Uhrenfabrik Thommen, Waldenburg, vorgenommen.

In den 7 Fällen, bei denen die Arretierung in unmittelbarer Nähe der Masten stattfand, deren Höhe genau bekannt war, konnte auch die Höhe der Messung in m/M auf den Meter genau abgeschätzt werden. Bei den Meßstellen 2, 3 und 6, wo die Arretierung zwischen den Masten stattfinden mußte, erfolgte die Höhenbestimmung mit Hilfe der Druckmessungen.

In der Zeit vom 4. März bis 16. April 1942 erfolgten 51 Meßfahrten, die meist um 0730 und 1630 stattfanden.

Die Fahrzeit des Schwebebähnchens betrug bei 10 Arretierungen zu je 70 Sekunden von der Stöckalp (1075 m/M) bis zur höchsten Meßstelle 11 (1944 m/M) ca. 25 Minuten.

c) Die Verarbeitung der Messungen

Die Meßfahrten lieferten in durchschnittlichen Intervallen von 87 m die Werte von Temperatur, relativer Feuchtigkeit und Luftdruck, sowie in 9 von 12 Fällen als zusätzliches, kontrollierendes Element die Höhe in m/M der Messungen.

Mit Hilfe dieser Werte wurden folgende Größen berechnet:

die potentielle Temperatur ϑ,
die aequivalente Temperatur t_{ae},
die aequivalentpotentielle Temperatur ϑ_{ae}
und die spezifische Feuchtigkeit q.

Die erhaltene Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung wurde im Zusammenhang mit der herrschenden Wetterlage, sowie den Windverhältnissen auf Frutt und Stöckalp betrachtet.

Die graphischen Darstellungen enthalten oben links die Windrichtung (32er Skala) und die Windstärke in m/s auf Frutt und Stöckalp, sowie oben rechts den Nord-Südgradienten des Luftdruckes in mb.

3. Die Untersuchung im Pilatusgebiet

a) Die Verteilung der Stationen und die Durchführung der Messungen

Vom 27. Oktober bis 17. November 1942 erfolgte im Pilatusgebiet eine ähnliche Untersuchung wie im Fruttgebiet.

Die Messungen fanden am Nordhang des Pilatus statt. Es wur-

den 13 Meßstellen ausgewählt, für die 8 Mann zur Verfügung standen. Jedem Mann waren 2 Meßstellen zugeteilt. Die erste Messung mußte am oberen Meßpunkt vorgenommen werden, und gleich anschließend hatte die zweite Messung zirka 100 m tiefer zu erfolgen. Auf diese Weise wurde erreicht, daß die Messungen aller Stationen in einem Zeitraum von 10 bis 12 Minuten durchgeführt werden konnten, womit die erhaltenen Werte als vergleichbar gelten können.

Die Meßstellen waren folgendermaßen auf 4 Posten verteilt, auf denen je 2 Mann eingesetzt waren:

Posten Pilatus:	Nr. 1	Esel	2123 m/M
	Nr. 2	Pilatus-Kulm	2065 m/M
	Nr. 3		1970 m/M
	Nr. 4	Klimsenhorn	1872 m/M
Posten Fräkmündalp:	Nr. 5		1625 m/M
	Nr. 6		1515 m/M
	Nr. 7		1410 m/M
	Nr. 8	Fräkmündalp	1310 m/M
Posten Brunni:	Nr. 9	Gschwändalp	1120 m/M
	Nr. 10		930 m/M
	Nr. 11	Brunni	840 m/M
	Nr. 12		730 m/M
Posten Luzern:	Nr. 13	Luzern	440 m/M

Die Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen wurden mit Psychrometern vorgenommen. Auf Pilatus-Kulm und in Luzern wurde der Druck mit einem Quecksilberbarometer, auf den übrigen Stationen mit Aneroidbarometern bestimmt.

An allen 13 Stationen erfolgten die Messungen um 0730, 0900, 1030, 1330, 1500 und 1630. An den Stationen Nr. 1, 2, 7, 8, 11, 12 und 13 wurden außerdem Messungen durchgeführt um 0630, 1200 und 1800. Bei interessanten Wetterlagen erfolgten noch zusätzliche Messungen.

b) Die Verarbeitung der Messungen

Da für jede Meßstelle die genaue Höhe aus der Karte bekannt war, mußte die Druckmessung nicht zur Höhenbestimmung herangezogen werden.

Aus den gemessenen Werten von Temperatur, relativer Feuchtigkeit und Luftdruck wurde wiederum berechnet:

die potentielle Temperatur,
die aequivalente Temperatur,
die aequivalentpotentielle Temperatur
und die spezifische Feuchtigkeit.

Aus dem umfangreichen Material sind für diese Arbeit 1 Föhnlage und 29 Fälle mit Hochnebel herausgegriffen und näher beschrieben worden. Im Original der Dissertation kamen außerdem noch 2 Absinkinversionen, sowie ein Kaltlufteinbruch zur Darstellung.

Die Genauigkeit der Temperaturmessung kann zu $^1/_5{}^0$, diejenige der Druckmessung zu 1 mb angenommen werden. Angaben über die Fehler, die dadurch bei den berechneten Temperatur- und Feuchtigkeitsgrößen auftreten, enthält das Original der Dissertation S. 9 bis 15.

II. Süd- und Nordföhn

In den Kapiteln 1 bis 4 dieses Abschnittes sind die Terminbeobachtungen folgender Stationen zur Verarbeitung gelangt:

Altdorf, Göschenen, Gotthard, Airolo, Lugano.
Jungfraujoch, Interlaken.
Säntis, Sargans.
Rochers de Naye, Montreux.
Weißenstein, Pilatus, Rigi, Monte Generoso.

Die Werte der meteorologischen Elemente all dieser Stationen wurden bei den typischen Süd- und Nordföhnlagen im Zusammenhang verfolgt, um vor allem auch die Vorgänge an den Bergstationen des nördlichen Alpenvorlandes in Beziehung mit der Entwicklung des Föhns zu bringen.

Zur Charakterisierung der Verhältnisse sind meist die Mittelwerte von 21 der typischsten Südföhn- und 25 der typischsten Nordföhnlagen verwendet worden. Die Werte, die zur Bildung von Mittelwerten benützt wurden, sind den betreffenden Süd- bzw. Nordföhnlagen dann entnommen worden, wenn der Nord-Südgradient das Maximum erreicht hat.

Im fünften Kapitel sind die eigenen Beobachtungen im Frutt- und Pilatusgebiet gesondert verarbeitet, und im sechsten Kapitel werden alle Ergebnisse im Zusammenhang mit der Theorie des Föhns behandelt.

1. Die adiabatischen Verhältnisse bei Süd- und Nordföhn

Wir nehmen an, daß die unterste Stromlinie einer Föhnströmung mit dem Geländeprofil übereinstimmt.

Wenn der Luft keine Wärme oder Feuchtigkeit zu- oder weggeführt wird, die Strömung also adiabatisch verläuft, so müssen die potentielle und die aequivalentpotentielle Temperatur, sowie die spezifische Feuchtigkeit konstant bleiben.

Aus den Föhn- und Staulagen der Jahre 1938 und 1939 wurden die Fälle herausgegriffen, in denen der Südföhn in Göschenen und

Altdorf bzw. der Nordföhn in Airolo und Lugano mit einer Windstärke $\geqq 1$ (nach Code der klimatologischen Stationen) wehte.

In all diesen Fällen wurde für die Stationen Altdorf, Göschenen, Gotthard, Airolo und Lugano die potentielle und aequivalentpotentielle Temperatur berechnet und geprüft, in welchem Maße die adiabatischen Bedingungen einer idealen Föhnströmung erfüllt sind.

a) Die Verhältnisse auf der Leeseite

α. Südföhn

In 80 Fällen war in **Altdorf** Föhn mit einer Windstärke $\geqq 1$ festzustellen.

Je 31 Fälle traten um 1330 und 2130, 18 Fälle um 0730 auf. Es zeigt sich also ein deutliches Minimum des Föhns am frühen Morgen, zu welcher Zeit die nachts sich bildende Bodenkaltluftschicht dem Durchgreifen des Föhns wahrscheinlich ein Hindernis bedeutet.

In 71% der Fälle war ein adiabatischer (potentielle Temperatur mit der Höhe konstant) oder überadiabatischer (potentielle Temperatur mit der Höhe abnehmend) Temperaturgradient vorhanden. Werden die Fälle noch dazu gezählt, in denen die Differenz der potentiellen Temperaturen von Gotthard und Altdorf $\vartheta^{Go} - \vartheta^{Al} \leqq 1^0$ war, so ergeben 88% aller Fälle angenähert adiabatische oder überadiabatische Verhältnisse.

Von den 31 Föhnfällen um 1330 hatten 87% einen überadiabatischen Temperaturgradienten, während solche um 0730 und 2130 nur mit einer prozentualen Häufigkeit von je 61% auftraten. Das ausgesprochene Überwiegen der überadiabatischen Temperaturgradienten um 1330 ist dadurch bedingt, daß der Föhnströmung in der Niederung zu dieser Zeit der stärksten Einstrahlung vom Erdboden her noch große Wärmemengen zugeführt werden.

Bei den 35 Fällen mit einem Föhngradienten < 5 mm traten adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten in 63%, bei den 45 Fällen mit einem Föhngradienten > 5 mm in 78% der Fälle auf. Bei stärkeren Föhnlagen sind also adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten häufiger festzustellen.

Im Mittel der 21 typischen Föhnlagen ergab sich zwischen Altdorf—Gotthard mit der Höhe eine Abnahme der potentiellen Temperatur von 0,4°. In 5 Fällen davon hat sich der Föhn nicht bis nach Altdorf durchgesetzt, und in 13 von den übrigen 16 Fällen war ein überadiabatischer Temperaturgradient festzustellen.

Von den 135 Fällen mit Südföhn in **Göschenen** traten je 49

Fälle um 1330 und 2130, 37 Fälle um 0730 auf. Wiederum zeigt sich ein Minimum des Föhns am frühen Morgen.

62% der Fälle weisen zwischen Göschenen–Gotthard einen adiabatischen oder überadiabatischen Temperaturgradienten auf. Zählt man die Fälle dazu, in denen $\vartheta^{Go} - \vartheta^{Gö} \leqq 1^0$ ist, so erhöht sich der Prozentsatz auf 81%.

Das Vorherrschen überadiabatischer Temperaturgradienten um 1330 tritt weniger deutlich in Erscheinung.

Es zeigt sich die Eigentümlichkeit, daß bei Föhngradienten $<$ 5 mm in 64% der Fälle adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten auftreten, während dies bei Föhngradienten $>$ 5 mm nur in 59% der Fälle zutrifft.

Im Mittel der 21 typischen Föhnlagen fand zwischen Göschenen–Gotthard mit der Höhe eine Abnahme der potentiellen Temperatur von 0,9° statt. In 16 der 21 Fälle ließ sich ein überadiabatischer Temperaturgradient feststellen.

β. Nordföhn

Von 97 Fällen mit einer Windstärke des Nordföhns $\geqq$ 1 in **Lugano** traten 35 um 1330, 32 um 2130 und 30 um 0730 auf. Die Verteilung auf die einzelnen Termine ist also ausgeglichener als bei Südföhn in Altdorf.

Adiabatische oder überadiabatische Gradienten traten zwischen Gotthard–Lugano in 64% der Fälle auf. Wenn man die Fälle dazurechnet, in denen $\vartheta^{Go} - \vartheta^{Lu} \leqq 1^0$, so erhöht sich die prozentuale Häufigkeit auf 78%.

Von den 35 Fällen um 1330 wiesen 91% einen adiabatischen oder überadiabatischen Gradienten auf, während die entsprechende prozentuale Häufigkeit um 0730 53% und um 2130 50% ausmachte. Das deutliche Überwiegen der überadiabatischen Gradienten zur Zeit der stärksten Einstrahlung ist wiederum auf die grössere Wärmezufuhr vom Erdboden her auf der Talstation Lugano zurückzuführen.

Bei Staugradienten $<$ 6 mm traten adiabatische oder überadiabatische Verhältnisse in 58%, bei Staugradienten $>$ 6 mm in 71% der Fälle auf.

Im Mittel der 25 typischen Staulagen ergab sich zwischen Lugano–Gotthard mit der Höhe eine Abnahme der potentiellen Temperatur von 0,8°. In 3 Fällen hat sich der Nordföhn nicht bis nach Lugano durchgesetzt. Von den restlichen 22 Fällen war in 17 Fällen ein überadiabatischer Gradient festzustellen.

Von den 104 Fällen mit Nordföhn in **Airolo** traten 37 um 1330,

35 um 2130 und 32 um 0730 auf. Es ist also auch hier ein schwaches Maximum des Nordföhns um 1330 vorhanden.

Adiabatische oder überadiabatische Gradienten konnten nur in 49% aller Fälle festgestellt werden. Deren prozentuale Häufigkeit ergab sich um 1330 zu 57%, um 0730 zu 53% und um 2130 zu nur 37%.

Bei den 25 Staulagen war nur in 8 Fällen ein überadiabatischer Gradient aufgetreten. Im Mittel war der Wert der potentiellen Temperatur auf dem Gotthard um 0,5° größer als in Airolo.

b) Die Verhältnisse auf der Luvseite

α. Südföhn

Aus den 21 Föhnlagen ergibt sich, daß in Lugano die potentielle Temperatur im Mittel um 7,9° und die aequivalentpotentielle Temperatur um 5,7° tiefer ist als die entsprechende Temperatur auf dem Gotthard.

Von Airolo—Gotthard beträgt im Mittel die Zunahme von ϑ 4,6° und diejenige von ϑ_{ae} 3,7°.

Von den 21 Fällen war zwischen Lugano—Gotthard nur in 1 Fall und zwischen Airolo—Gotthard nur in 4 Fällen ein adiabatischer oder überadiabatischer Gradient von ϑ_{ae} vorhanden.

In der Niederung lagert also potentiell kältere Luft. Auch die freiwerdende Kondensationswärme beim Aufsteigen der Luft vermag die zu geringe Temperaturabnahme mit der Höhe nicht zu erklären, denn sonst müßte ϑ_{ae} konstant bleiben.

Bereits Lammert[1]) hat festgestellt, daß bei Südföhn auf der Luvseite die Stromlinien steiler als die Flächen gleicher potentieller Temperatur verlaufen. Lammert erklärt sich diese Tatsache mit der Annahme, daß der aufsteigenden Luft durch Mischung, Leitung und Strahlung Wärme zugeführt wird.

Wie aus der Windverteilung im vierten Kapitel dieses Abschnittes hervorgehen wird, scheint jedoch die Annahme naheliegender, daß die unterste Stromlinie auf der Luvseite bei Föhn nicht mit dem Geländeprofil übereinstimmt. Die schwachen Winde in Airolo bei Südföhn, die häufig noch eine nördliche Komponente aufweisen, lassen nämlich vermuten, daß auch die Vertikalbewegungen der Luft viel schwächer entwickelt sind. In 60% der Fälle mit Südwind auf dem Gotthard wehen die Winde zudem in Lugano aus Sektor Nord. Es darf damit als wahrscheinlich angenommen werden, daß die herangeführte Luft auf dem Gotthard nicht aus der Niederung stammt, sondern daß ihre Stromlinien flacher als das Geländeprofil verlaufen.

β. Nordföhn

Im Mittel der 25 Staulagen ergibt sich zwischen Altdorf—Gotthard eine Zunahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe von 4,8° und eine Zunahme der aequivalentpotentiellen Temperatur von 3,0°. Die entsprechenden Zunahmen zwischen Göschenen—Gotthard betragen im Mittel 3,0° bzw. 0,2°.

Von den 25 Fällen ergab sich zwischen Altdorf—Gotthard nur in 5 Fällen, zwischen Göschenen—Gotthard in 12 Fällen ein adiabatischer oder überadiabatischer Gradient der aequivalentpotentiellen Temperatur.

Die Verhältnisse liegen also hier etwas näher bei den adiabatischen, was auf die stärkeren Winde bei Staulage auf der Luvseite zurückgeführt werden dürfte.

c) Vergleich zwischen Süd- und Nordföhn

Ein wesentlicher Unterschied in den adiabatischen Verhältnissen zwischen Süd- und Nordföhn ist auf der Leeseite nicht festzustellen. Bei beiden Föhnarten treten meist adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten auf, wobei der Südföhn diese Eigenschaft sogar noch ausgeprägter zeigt als der Nordföhn. Eigentlich sollte man bei letzterem die für einen Fallwind typische Eigenschaft des überadiabatischen Temperaturgradienten eher vermuten, da er einem Kaltlufteinbruch auf der Alpennordseite seine Entstehung verdankt.

Auf der Luvseite sind bei beiden Föhnarten weder trocken- noch feuchtadiabatische Temperaturgradienten vorhanden. Die Linien gleicher potentieller und aequivalentpotentieller Temperatur verlaufen flacher als das Geländeprofil. Eine Annäherung an den feuchtadiabatischen Gradienten findet am ehesten noch bei Nordföhn statt, was auf die stärkeren nördlichen Winde auf der Alpennordseite bei Staulage zurückzuführen ist, die auch etwas stärkere Vertikalbewegungen der Luft zur Folge haben.

Der festgestellte Verlauf der aequivalentpotentiellen Temperatur läßt sich am besten durch die Annahme erklären, daß die Stromlinien auf der Luvseite, sowohl bei Süd- wie bei Nordföhn, flacher als das Geländeprofil verlaufen.

2. Die virtuellpotentielle Temperatur im Föhngebiet und auf den Bergstationen des Alpenvorlandes

Die virtuelle Temperatur T_v ist diejenige Temperatur, die trockene Luft haben muß, um bei gleichem Luftdruck dieselbe Dich-

te zu besitzen wie die feuchte Luft der Temperatur T und der spezifischen Feuchtigkeit q.

Sie wird berechnet nach der Formel:

$$T_v = (1 + 0{,}000604\ q) \cdot T$$

In diesem und im folgenden Kapitel werden häufig die Luftdichten von Stationen verglichen. Zeigen nun 2 Stationen den gleichen Luftdruck an, so hat die Station mit der größeren virtuellen Temperatur die kleinere Luftdichte und umgekehrt.

Die Luftdichte ist eine Funktion des Luftdruckes und der virtuellen Temperatur.

Stehen nun die 2 Stationen unter ungleichem Luftdruck, so drängt sich zum Vergleich der Luftdichten die Einführung einer Hilfsgröße auf, die nach folgender Formel berechnet wird:

$$\theta_v = T_v \cdot \left(\frac{1000}{p}\right)^{0{,}2845} \quad \text{oder da } \vartheta_v = \theta_v - 273$$

$$\vartheta_v = T_v \cdot \left(\frac{1000}{p}\right)^{0{,}2845} - 273$$

Diese Temperatur wird als **virtuellpotentielle Temperatur** bezeichnet. Mit Hilfe dieser eingeführten Temperaturgröße lassen sich die Luftdichten von Stationen, die ungleichen Luftdruck aufweisen, am besten vergleichen.

Die virtuellpotentielle Temperatur bleibt bei einem adiabatischen Prozeß ebenfalls konstant.

Setzen wir nämlich in der obigen Formel für

$$T_v = (1 + 0{,}000604\ q) \cdot T \quad \text{und für}$$
$$\theta_v = (1 + 0{,}000604\ q) \cdot \theta, \quad \text{so erhält man:}$$

$$\theta \cdot (1 + 0{,}000604\ q) = T \cdot (1 + 0{,}000604\ q) \cdot \left(\frac{1000}{p}\right)^{0{,}2845}$$

Da nun neben der potentiellen Temperatur θ auch die spezifische Feuchtigkeit q konstant bleibt bei einem adiabatischen Prozeß, so bleiben damit auch die Werte der virtuellpotentiellen Temperatur konstant.

a) Die Verhältnisse bei Südföhn

In den folgenden Tabellen sind die Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur im Mittel der 21 Föhnlagen für die nachstehenden Stationen gegeben:

Altdorf-Lugano	Al-Lu
Göschenen-Airolo	Gö-Ai
Jungfraujoch-Gotthard	Jo-Go
Säntis-Gotthard	Sä-Go
Pilatus-Gotthard	Pi-Go
Rochers de Naye-Gotthard	Ro-Go
Rigi-Gotthard	Ri-Go
Weißenstein-Göschenen	We-Gö

Bei einem mittleren Föhngradienten von 6,1 mm ergeben sich folgende Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur:

Tabelle 1

	Al-Lu	Gö-Ai	Jo-Go	Sä-Go	Pi-Go	Ro-Go	Ri-Go	We-Go
$\triangle \vartheta_v$	+8,3	+5,5	+10,1	+6,3	+6,3	+6,1	+4,8	+0,8
$\triangle \vartheta_v'$	+9,6	+6,1	+11,9	+7,4	+7,0	+7,6	+5,8	+1,3

Das + Zeichen bedeutet, daß ϑ_v auf der nördlich gelegenen Station den größeren Wert aufweist.

$\triangle \vartheta_v$ gibt die Differenzen der virtuellen Temperatur in dem Moment an, wo der Föhngradient das Maximum erreicht hat.

$\triangle \vartheta'$ stellt die maximalen Differenzen dar, die im Verlauf der Föhnlage eintraten.

α. Die ϑ_v-Differenzen zwischen Nord- und Südseite der Alpen entlang des Bergprofils

Das Maximum der ϑ_v-Differenz zwischen Altdorf—Lugano trat in 11 Fällen gleichzeitig mit dem Maximum des Föhngradienten auf, in einem Fall vorher und in 9 Fällen nachher.

Zwischen Göschenen—Airolo sind die maximalen ϑ_v-Differenzen in 8 Fällen gleichzeitig, in 6 Fällen vor und in 7 Fällen nach dem Maximum des Föhngradienten vorhanden.

Zwischen Alpennord- und südseite ergeben sich bei Föhn auch noch im Mittel beträchtliche Temperaturdifferenzen, die zwischen Göschenen–Airolo noch rund $^2/_3$ von denjenigen zwischen Altdorf—Lugano ausmachen.

Die Verteilung der virtuellpotentiellen Temperatur entlang des Bergprofils an den Stationen Lugano, Airolo, Gotthard, Göschenen, Altdorf ist in der folgenden Tabelle für die Fälle angegeben, in denen $\vartheta_v^{Al} - \vartheta_v^{Lu} > 12^0$ ist.

Tabelle 2

	Gr	Lugano	Airolo	Gotth.	Gösch.	Altdorf	$\vartheta_v^{Gö}-\vartheta_v^{Ai}$	$\vartheta_v^{Al}-\vartheta_v^{Lu}$
1938								
27. 5. 1330	— 6,8	16,2°	19,4°	21,6°	24,3°	29,8°	+4,9°	+13,6°
21. 11. 1330	—10,6	7,1°	10,7°	16,0°	18,8°	19,3°	+8,1°	+12,2°
10. 12. 1330	— 4,9	6,3°	11,8°	18,2°	18,2°	20,4°	+6,4°	+14,1°
12. 12. 2130	— 4,0	7,1°	12,4°	18,2°	18,6°	19,3°	+6,2°	+12,2°
1939								
12. 1. 1330	— 4,0	3,5°	10,6°	17,0°	16,4°	16,3°	+5,8°	+12,8°
16. 1. 2130	— 8,2	4,5°	11,7°	18,5°	18,1°	19,6°	+6,4°	+15,1°
24. 2. 1330	— 8,1	3,9°	10,9°	16,5°	14,2°	19,4°	+3,3°	+15,5°

Unter Gr ist der Nord-Südgradient des Luftdruckes angegeben. Das negative Zeichen bedeutet, daß es sich um einen Föhngradienten handelt. Staugradienten werden mit einem positiven Zeichen versehen.

Die Tabelle zeigt wieder die starke Zunahme der virtuellpotentiellen Temperatur mit der Höhe auf der Luvseite und die meist überadiabatischen Temperaturgradienten auf der Leeseite.

Das Maximum des Unterschiedes von ϑ_v zwischen Lugano—Altdorf trat am 24. Februar 1939 um 1330 ein und erreichte den Wert von 15,5°.

Zwischen Göschenen—Airolo beträgt der maximale Unterschied von ϑ_v 10,3° und trat am 23. November 1938 um 2130 auf.

β. Die ϑ_v-Differenzen zwischen Gotthard und nördlichem Alpenvorland

Im Höhepunkt der Föhnlage ist die virtuellpotentielle Temperatur des Gotthards im Mittel über 6° tiefer als auf den Stationen des Alpenvorlandes, Säntis, Pilatus und Rochers de Naye (Tabelle 1). Selbst der Rigi zeigt einen um 4,8° höheren Wert von ϑ_v als der Gotthard, trotzdem die virtuellpotentielle Temperatur in der Regel mit abnehmender Höhe abnimmt.

Die größte Differenz von ϑ_v ist zwischen Joch—Gotthard mit 10,1° vorhanden, die zu einem großen Teil durch die mittlere Zu-

nahme der virtuellpotentiellen Temperatur mit der Höhe bedingt ist.

Die maximalen ϑ_v-Differenzen bei den einzelnen Föhnlagen sind noch um 0,7° bis 1,8° höher und treten in bezug auf das Maximum des Föhngradienten folgendermaßen ein:

	vorher	gleichzeitig	nachher
Jungfraujoch	13	7	1
Rochers de Naye	10	11	—
Pilatus	6	15	—
Rigi	6	15	—
Säntis	7	13	1

Die größten Werte für die ϑ_v-Differenzen traten also vor oder mit dem Maximum des Föhngradienten auf. Bei den Stationen Joch und Rochers sind die maximalen Differenzen in 13 bzw. 10 von 21 Fällen vor dem Höhepunkt der Föhnlage vorhanden. Dies wohl deshalb, weil die antizyklonale Erwärmung, die zur Ausbildung einer Föhnlage führen kann, sich zuerst in der Höhe und im Westen einstellt.

Mit 7,6° ist die mittlere maximale ϑ_v-Differenz zwischen Gotthard—Rochers etwas größer als diejenige zwischen Gotthard—Pilatus und Gotthard—Säntis. Im Maximum der Föhnlage ist sie aber mit 6,1° am kleinsten. Jedenfalls steht dann die Station Rochers bereits unter dem Einfluß der aus Westen heranziehenden kälteren Luftmassen, durch welche die Föhnlage beendet wird.

Die antizyklonale Erwärmung macht sich auf dem Gotthard und jedenfalls vor allem auch auf der Südseite der Alpen viel schwächer bemerkbar, sodaß die aus Süden herangeführte Luft, gegenüber derjenigen, die in gleicher Höhe über dem Alpenvorland vorhanden ist, als Kaltluft taxiert werden muß.

Die mittlere maximale ϑ_v-Differenz zwischen Gotthard—Pilatus ergab sich zu 7,0°.

Setzt man auf dem Gotthard für $t = 0^0$ und $p = 785$ mb
und auf dem Pilatus $t = 7^0$ und $p = 780$ mb,

so ergibt sich auf dem Gotthard ein Luftgewicht, das um 31,5 g/m³ höher ist als auf dem Pilatus.

Es erscheint damit verständlich, daß die südliche Kaltluftströmung mit ihrer größeren Dichte, eine absteigende Komponente aufweisen muß, die dann in den Alpentälern erst infolge adiabatischer Erwärmung und durch Verdrängung potentiell kälterer Luft als eigentlicher Föhn in Erscheinung tritt.

Die virtuellpotentielle Temperatur vom Weißenstein ist im Mit-

tel noch um 0,8° bzw. 1,3° höher als diejenige von Göschenen im Föhngebiet.

In der folgenden Tabelle sind 9 Fälle angeführt, in denen im Höhepunkt der Föhnlage die ϑ_v-Differenzen die größten Werte erreichten.

Tabelle 3

	Gr	Jo-Go	Sä-Go	Pi-Go	Ro-Go	Ri-Go	We-Gö
1938							
15. 1. 0730	— 5,9	+ 13,8	+ 8,7	+ 8,5	+ 9,3	+ 7,3	+ 0,2
29. 1. 0730	— 7,1	+ 19,6	+ 13,1	+ 10,3	+ 9,0	+ 9,5	+ 4,1
27. 5. 1330	— 6,8	+ 7,6	+ 6,3	+ 8,9	+ 9,0	+ 7,1	+ 7,4
21. 11. 1330	— 10,6	+ 9,4	+ 7,9	+ 9,4	+ 7,1	+ 7,8	— 1,7
10. 12. 0730	— 5,2	+ 13,4	+ 8,2	+ 7,8	+ 10,2	+ 6,1	+ 1,6
20. 12. 0730	— 4,2	+ 15,4	+ 9,9	+ 9,1	+ 9,1	+ 7,9	+ 1,2
1939							
23. 2. 2130	— 9,1	+ 10,9	+ 8,0	+ 7,4	+ 8,4	+ 6,6	+ 2,0
18. 10. 1330	— 5,9	+ 7,3	+ 5,2	+ 9,1	+ 7,7	+ 3,9	— 0,2
8. 11. 0730	— 5,2	+ 15,5	+ 10,9	+ 9,9	+ 4,1	+ 8,5	0,0

γ. Die Verhältnisse in der Höhe auf der Luvseite

Die Beobachtungen der Station Monte Generoso erfolgten nur in der Zeit von Mitte April bis Mitte Oktober, also in einer Periode, wo keine kräftigen Föhnlagen auftraten.

Bei einem durchschnittlichen Föhngradienten von 3,3 mm ergab sich im Mittel von 6 Fällen zwischen Rigi—Monte Generoso eine Differenz der virtuellpotentiellen Temperatur von + 5,4°, bei einer gleichzeitigen Differenz

zwischen Gotthard—Monte Generoso von + 2,8°
und zwischen Rigi—Gotthard von + 2,6°

Da in den 21 besprochenen Föhnlagen die mittlere ϑ_v-Differenz zwischen Gotthard—Rigi mit + 4,8° fast das Doppelte von derjenigen im Sommer beträgt, so darf wohl angenommen werden, daß auch der Monte Generoso im Mittel dieser Fälle eine virtuellpotentielle Temperatur aufweist, die um mindestens 10° tiefer ist als auf dem Rigi.

b) Die Verhältnisse bei Nordföhn

In den Fällen, in denen bei Staulage die Bergstationen im Nebel waren, wurde zur Vergleichung der Dichteunterschiede der Luft

eine Hilfsgröße berechnet, nämlich die virtuell-feuchtpotentielle Temperatur.

Diese charakterisiert nach Raethjen[2]) die isobaren Dichteunterschiede in einer Luftschicht, die mit Wolken erfüllt ist, am besten.

Wenn man ein Luftteilchen in einer Luftschicht, in der Kondensation erfolgt ist, adiabatisch auf ein tieferes Niveau bringt, so nimmt seine Temperatur nach derjenigen Feuchtadiabate zu, die der Temperatur und dem Druck des Ausgangsniveaus entspricht. Die virtuell-feuchtpotentielle Temperatur wird damit niedriger als die virtuellpotentielle Temperatur.

Da die virtuell-feuchtpotentielle Temperatur nur unter den Bergstationen verglichen wurde, geschah die Berechnung in der Weise, daß zwischen dem Druckniveau der Bergstation und demjenigen des Rigi der entsprechende feuchtadiabatische Temperaturunterschied zur virtuellen Temperatur des Ausgangsniveaus addiert wurde. Diese Größe wurde dann für alle Bergstationen trockenadiabatisch auf das Druckniveau von 1000 mb gebracht und diese Größe als ϑ_v^* bezeichnet. ϑ_v^* wurde bei Staulagen dann berechnet, wenn alle Bergstationen im Nebel waren und dann ebenfalls zum Vergleich der Dichteunterschiede benützt.

In Tabelle 4 sind für die Bergstationen die Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur ϑ_v und der virtuell-feuchtpotentiellen Temperatur ϑ_v^* gegeben, im Moment da der Staugradient das Maximum erreicht hat. Diejenige Differenz, bei der im Verlauf der Staulage die nördlich gelegene Station den tiefsten Wert von ϑ_v und ϑ_v^* gegenüber den entsprechenden Werten des Gotthards aufweist, ist wiederum mit einem Strich versehen. Das negative Zeichen bedeutet, daß die Temperaturwerte auf der nördlichen Station tiefer sind.

Tabelle 4

	Al-Lu	Gö-Ai	Jo-Go	Sä-Go	Pi-Go	Ro-Go	Ri-Go	We-Gö
$\triangle \vartheta_v$	−5,6	−2,4	+4,1	0,0	0,0	+0,3	−1,7	−1,1
$\triangle \vartheta_v'$	−6,9	−3,4	+2,8	−1,1	−1,6	−1,7	−2,7	−1,2
$\triangle \vartheta_v^*$			+0,4	−1,1	+0,1	+0,5		
$\triangle \vartheta_v^{*'}$			−0,6	−2,1	−1,6	−1,6		

Der Tabelle liegen die Werte der 25 typischen Staulagen mit einem mittleren Gradienten von +7,2 mm zu Grunde.

α. Die ϑ_v-Differenzen zwischen der Nord- und Südseite entlang des Bergprofils

Die maximalen ϑ_v-Differenzen traten in bezug auf das Maximum des Staugradienten folgendermaßen ein:

	vorher	gleichzeitig	nachher
zwischen Göschenen—Airolo	3	12	10
zwischen Altdorf—Lugano	1	15	9

Die Verhältnisse liegen also ähnlich wie beim Südföhn, wo die maximale ϑ_v-Differenz ebenfalls meist mit oder nach dem Maximum des Nord-Südgradienten eintrat.

Die Temperaturunterschiede zwischen Göschenen—Airolo betragen nicht einmal die Hälfte von denjenigen zwischen Altdorf—Lugano.

Die Temperaturunterschiede zwischen Nord- und Südseite der Alpen sind kleiner als beim Südföhn.

In Tabelle 5 ist die Verteilung der virtuellpotentiellen Temperatur entlang des Bergprofils in den 8 Fällen gegeben, wo im Höhepunkt der Staulage $\vartheta_v^{Lu} - \vartheta_v^{Al} > 7{,}0^0$ war.

Tabelle 5

	Gr	Lugano	Airolo	Gotth.	Gösch.	Altdorf	$\vartheta_v^{Gö}-\vartheta_v^{Ai}$	$\vartheta_v^{Al}-\vartheta_v^{Lu}$
1938								
28. 3. 1330	+ 8,0	22,0°	16,9°	16,8°	12,5°	13,6°	— 4,4°	— 8,4°
3. 4. 2130	+10,1	16,9°	14,6°	13,2°	13,1°	5,6°	— 1,5°	—11,3°
6. 12. 1330	+ 8,7	16,2°	13,6°	14,0°	9,9°	8,2°	— 3,7°	— 8,0°
1939								
10. 2. 1330	+ 7,4	19,2°	17,7°	17,7°	15,8°	8,7°	— 1,9°	—10,5°
19. 2. 1330	+ 6,4	16,6°	12,8°	12,6°	8,4°	9,2°	— 4,4°	— 7,4°
15. 3. 1330	+ 8,4	11,3°	8,5°	9,3°	5,0°	3,5°	— 3,5°	— 7,8°
14. 6. 0730	+ 7,8	19,5°	18,5°	20,2°	12,9°	12,3°	— 5,6°	— 7,2°
27. 12. 1330	+ 8,9	13,7°	11,0°	10,2°	6,9°	4,9°	— 4,1°	— 8,8°

Auf der Leeseite sind wiederum vorwiegend überadiabatische Temperaturgradienten vorhanden. Die Zunahme von ϑ_v auf der Luvseite mit der Höhe ist weniger intensiv als bei Südföhn.

Die maximale ϑ_v-Differenz zwischen Altdorf—Lugano war am
3. April 1938 um 2130 mit —11,3° bei einer Staulage von 10,1 mm,
diejenige zwischen Göschenen—Airolo am
7. Dezember 1939 um 0730 mit — 6,3° bei einer Staulage von 8,1 mm
vorhanden.

β. Die ϑ_v- und ϑ_v*-Differenzen zwischen Gotthard und nördlichem Alpenvorland

Im Höhepunkt der Staulage sind die virtuellpotentiellen Temperaturen der Stationen Säntis, Pilatus und Gotthard im Mittel gleich (Tabelle 4). Einzig die Station Rochers de Naye zeigt einen etwas höheren Wert von ϑ_v als der Gotthard.

Die ϑ_v-Differenz zwischen Rigi—Gotthard und Weißenstein—Göschenen ist negativ.

Die maximalen Differenzen $\triangle \vartheta_v$' sind bei allen Stationspaaren, außer zwischen Gotthard—Jungfraujoch, negativ. Doch ist die Zunahme von ϑ_v' vom Gotthard bis zum Jungfraujoch um 2,8° bedeutend geringer als bei Föhnlage, wo sich dieser Wert zu 11,9° ergab.

Betrachtet man die ϑ_v*- und ϑ_v*'-Differenzen der Bergstationen, so ergeben sich für Pilatus und Rochers de Naye im wesentlichen die gleichen Verhältnisse. Dagegen ist die Differenz von ϑ_v* zwischen Säntis—Gotthard etwas größer, was mit der größeren Höhe vom Säntis zusammenhängt.

Zwischen Jungfraujoch—Gotthard wird der Wert von $\triangle \vartheta_v$*' sogar ebenfalls negativ, was also einem feuchtlabilen Temperaturgradienten zwischen diesen beiden Stationen gleichkommt.

Aus all diesen Angaben geht hervor, daß bei Staulage auf den Bergstationen des nördlichen Alpenvorlandes die Luftmassen etwas größere Dichte aufweisen als in gleicher Höhe über dem Gotthard. Das Dichtegefälle ist also gerade umgekehrt wie bei Föhnlage, doch sind die Dichteunterschiede auf der Alpennordseite bedeutend kleiner.

Im Vergleich zum Gotthard tritt der tiefste Wert der virtuellpotentiellen Temperatur auf den Bergstationen des Alpenvorlandes in bezug auf das Maximum des Staugradienten folgendermaßen ein:

	vorher	gleichzeitig	nachher
Jungfraujoch	10	7	8
Rochers de Naye	13	9	3
Pilatus	9	9	7
Rigi	14	9	2
Säntis	10	8	7

Der maximale Dichteunterschied der Luftmassen zwischen Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes ist besonders auf den Stationen Rochers de Naye und Rigi meistens vor dem Maximum der Staulage vorhanden.

Tabelle 6

	Gr	Jo-Go	Sä-Go	Pi-Go	Ro-Go	Ri-Go	We-Gö
1938							
28. 3. 1330	+ 8,0	+4,6	+0,4	+0,5	+2,7	—1,7	—0,2
		+2,4	—2,0	+0,6	+3,0	—0,7	
3. 4. 2130	+10,1	+2,2	—2,7	—0,9	—1,8	—3,2	—5,0
		—1,5	—3,4	—0,8	—1,5	—2,2	
6. 12. 1330	+ 8,7	+5,2	—0,6	—1,0	—0,4	—2,5	—1,2
		+2,2	—1,6	—0,8	—0,3	—1,5	
1939							
7. 3. 2130	+ 8,8	+6,7	+1,7	+0,3	+1,3	—0,4	—3,4
		+2,2	+0,6	+0,4	+1,6	+0,5	
15. 3. 1330	+ 8,4	+3,7	—3,0	—0,6	+2,5	—1,1	—0,1
		—0,1	—3,7	—0,6	+2,8	—0,3	
23. 10. 0730	+ 8,0	+4,1	0,0	—1,7	—1,6	—3,3	+0,2
		—0,7	—1,2	—1,6	—1,3	—2,4	
20. 11. 0730	+ 9,6	+3,4	+0,4	—0,9	+1,5	—2,3	+0,1
		—1,3	—0,9	—0,8	+1,8	—1,3	
7. 12. 1330	+ 8,9	+2,4	—1,6	—1,9	—0,8	—3,2	—1,2
		+1,4	—2,8	—1,8	—0,5	—2,3	
27. 12. 1330	+ 8,9	+4,8	—0,3	—0,8	+0,5	—2,2	—1,4
		—0,6	—1,3	—0.8	+0,7	—1,4	

In der Tabelle 6 sind die Werte von $\triangle \vartheta_v$ (auf der ersten Zeile) und von $\triangle \vartheta_v{}^*$ (auf der zweiten Zeile) für alle Staulagen gegeben, bei denen der Nord-Südgradient 8 mm überschritt.

Die Tabelle zeigt, daß in 5 von den 9 Fällen die ϑ_v- und $\vartheta_v{}^*$-Werte auf dem Rochers de Naye größer sind als auf dem Gotthard und in 7 Fällen größer als auf dem Pilatus. Im Vergleich zum Säntis ist ϑ_v ebenfalls 7mal und $\vartheta_v{}^*$ sogar in allen 9 Fällen auf dem Rochers de Naye größer.

Diese Tatsache ist darauf zurückzuführen, daß die Station Rochers de Naye im Höhepunkt der Staulage bereits unter dem Einfluß der antizyklonalen Erwärmung steht, die zur Abschwächung der Staulage und eventuell zur Ausbildung einer Föhnlage führt.

Die Tabelle zeigt wiederum, daß die Werte von $\triangle \vartheta_v$ und $\triangle \vartheta_v{}^*$ zwischen Pilatus—Gotthard und Rochers de Naye—Gotthard

nur wenig voneinander abweichen. Diese Abweichungen wachsen mit zunehmender Mitteltemperatur und zunehmendem Höhenunterschied zweier Stationen und sind deshalb vor allem zwischen Jungfraujoch—Gotthard von Bedeutung.

γ. Die Verhältnisse auf der Leeseite

Während der beiden Sommer 1938 und 1939 ergab sich aus 13 Fällen mit einem mittleren Staugradienten von 5,4 mm eine mittlere Differenz der virtuellpotentiellen Temperatur von:

zwischen Altdorf—Lugano	$-5{,}4^0$
zwischen Rigi—Gotthard	$-2{,}1^0$
zwischen Gotthard—Monte Generoso	$-7{,}2^0$
zwischen Rigi—Monte Generoso	$-9{,}3^0$

Zwischen Rigi—Monte Generoso traten im Mittel noch größere Temperaturunterschiede auf als zwischen Altdorf—Lugano.

Die größten ϑ_v-Differenzen zwischen diesen beiden Stationen ergaben sich um 1330, zu welchem Termin sich aus 6 Beobachtungen ein Mittelwert von $\triangle\, \vartheta_v = -11{,}9^0$ errechnete. Die 7 Beobachtungen von 0730 und 2130 zeigten dagegen nur einen mittleren Unterschied der virtuellpotentiellen Temperatur von $7{,}1^0$.

Der maximale Unterschied von ϑ_v zwischen Rigi—Monte Generoso konnte am 10. Juli 1938 um 1330 bei einer Staulage von 5,2 mm mit einem Wert von $\triangle\, \vartheta_v = -15{,}4^0$ festgestellt werden.

Am 3. Juni 1938 um 2130 trat ein Wert von $\triangle\, \vartheta_v = -13{,}4^0$ auf.

Der wesentliche Anteil der beträchtlichen Unterschiede von ϑ_v zwischen Rigi—Monte Generoso ist auf der Leeseite zwischen den Stationen Gotthard—Monte Generoso vorhanden.

c) Vergleich zwischen Süd- und Nordföhn

Im Moment da der Föhn- bzw. Staugradient das Maximum erreicht hatte, wurden die 24 stg. Temperaturänderungen an den Stationen Lugano, Gotthard, Altdorf und Rigi gebildet. An diesen Stationen ergaben sich folgende mittlere Temperaturänderungen:

	Lugano	Gotthard	Altdorf	Rigi
Südföhn (21 Fälle)	$-1{,}1^0$	$+0{,}2^0$	$+4{,}3^0$	$+2{,}9^0$
Nordföhn (25 Fälle)	$+3{,}5^0$	$-2{,}6^0$	$-1{,}5^0$	$-3{,}2^0$

Auf der Luvseite ist das Maximum der Südföhn- bzw. Nordföhnlage mit einer leichten Abkühlung, auf der Leeseite dagegen mit einer mäßigen Erwärmung verbunden.

Auf dem Rigi tritt mit dem Maximum des Südföhngradienten eine mäßige Erwärmung ein, während auf dem Gotthard fast keine Temperaturerhöhung vorhanden ist. Dagegen ist mit dem Maximum der Staulage auch auf dem Gotthard eine mäßige Abkühlung verbunden, die aber etwas kleiner ist als auf dem Rigi.

Wenn die maximalen 24 stg. Temperaturänderungen auf der Leeseite gemittelt werden, die in der Regel gerade mit dem Einsetzen des Süd- bzw. Nordföhns eintreten, so erhält man folgende Mittelwerte:

Bei Südföhn in Altdorf	$+6{,}7^0$
Bei Nordföhn in Lugano	$+5{,}4^0$.

Die mittleren Temperaturerhöhungen sind also bei Nordföhn in Lugano nur wenig kleiner als bei Südföhn in Altdorf. Obwohl der Nordföhn seine Ursache im Einbruch kalter Luftmassen auf der Alpennordseite hat, die dann den Alpenkamm überfließen, war er von 25 Fällen nur einmal in Lugano mit einem leichten Temperaturfall verbunden.

Der Unterschied der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen Nord- und Südseite der Alpen entlang des Bergprofils ist bei Südföhn größer als bei Nordföhn. Der Grund dazu liegt zum Teil in der höheren Lage der Station Altdorf gegenüber Lugano, zu einem andern Teil darin, daß die Temperaturverhältnisse infolge der stärkeren Winde auf der Alpennordseite bei Nordföhn etwas näher bei den adiabatischen liegen als auf der Alpensüdseite bei Südföhn.

Es scheint auch, daß sich die Temperaturverhältnisse im Alpenvorland in der Höhe bei Süd- und Nordföhn entsprechend verhalten.

Betrachten wir die Werte der virtuellpotentiellen Temperatur auf der Luvseite im Sommer, so ist der Monte Generoso im Mittel von 6 Fällen um $2{,}8^0$ bei Südföhn, der Rigi bei Staulage im Mittel von 13 Fällen um $2{,}1^0$ kälter als der Gotthard. Berücksichtigt man jedoch, daß ϑ_v mit der Höhe zunimmt, so darf wohl zwischen Gotthard und in gleicher Höhe über dem Rigi bzw. Monte Generoso nahezu vollständiger Temperaturausgleich auf der Luvseite erwartet werden.

Auf der Leeseite ist im Sommer der Wert der virtuellpotentiellen Temperatur bei Südföhnlage auf dem Rigi im Mittel um $2{,}6^0$, bei Nordföhnlage auf dem Monte Generoso um $7{,}2^0$ größer als auf dem Gotthard. Die relativ geringe Differenz zwischen Rigi—Gotthard ist auf die schwachen Föhnlagen im Sommer zurückzuführen. Im Mittel der 21 typischen Fälle ist ϑ_v auf dem Rigi um $4{,}8^0$ größer als auf dem Gotthard. Der große Unterschied von ϑ_v zwischen Gotthard—Monte Generoso, der bei den Staulagen im Winter noch

erheblicher sein dürfte, hat seinen Grund wohl in der größeren Entfernung dieser beiden Stationen, wodurch die südliche Station in den Bereich der absteigenden potentiell wärmeren Luft kommt, die aus größerer Höhe stammt.

Bei Süd- und Nordföhn ist der wesentliche Anteil des isobaren Temperatur- und Dichtegefälles zwischen Nord- und Südseite der Alpen auf der Leeseite vorhanden. Da dieses isobare Temperaturgefälle sehr erheblich ist und bei Südföhn im Mittel 6 bis 7° zwischen den Stationen Säntis, Pilatus, Rochers de Naye einerseits und Gotthard anderseits erreicht, so sind auf der Leeseite die isosteren Flächen stärker geneigt als die isobaren Flächen. Da sich dadurch die isobaren und isosteren Flächen schneiden, entstehen Solenoide, die,

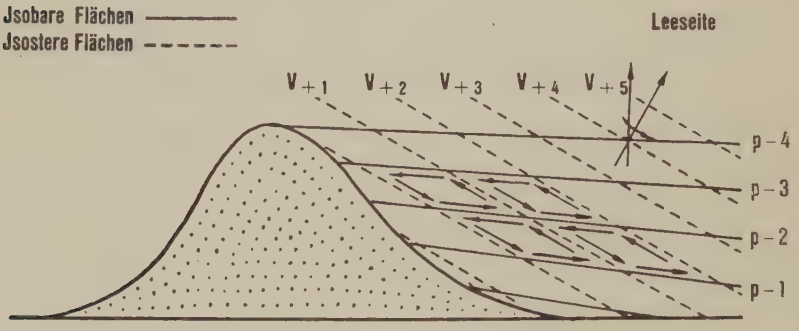

Abb. 2

Solenoidfeld und Zirkulation bei Süd- und Nordföhn auf der Leeseite.

wie Abb. 2 zeigt, bei Süd- und Nordföhn eine Luftbewegung mit absteigender Komponente auf der Leeseite bewirken.

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, erfolgt die Zirkulation in einem Solenoid in der Richtung vom Volumenaszendenten zum Druckgradienten. Die Zirkulationen benachbarter Solenoide heben sich jedoch gegenseitig auf. Bei Bildung der Summe aller Teilzirkulationen bleibt daher nur die Zirkulation um den äußern Rand der Kurve übrig.

3. Die Föhngradient- und Staugradientänderungen

a) Die Abnahme des Föhn- und Staugradienten mit der Höhe

Aus der Barometerformel $\log p = \log p_0 - \frac{h}{B \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)}$

folgt, wenn $p_0 > p_0'$ und $t_m > t'_m$,

für die Berechnung der Höhe x des Ausgleichsniveaus des Luftdruckes:

$$\log p - \frac{x}{B \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)} = \log p_0' - \frac{x}{B \cdot (1 + \alpha \cdot t_m')}$$

$$x = \frac{B \cdot (\log p_0' - \log p_0) \cdot (1 + \alpha\, t_m') \cdot (1 + \alpha\, t_m)}{\alpha \cdot (t_m - t_m')}$$

wobei $B = 18398{,}2$

Um Anhaltspunkte über die Höhe des Ausgleichsniveaus des Druckes zu bekommen, wurde die mittlere Differenz der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen Altdorf—Lugano bzw. Göschenen—Airolo bei Nord- und Südföhn der Differenz der Mitteltemperatur zwischen Nord- und Südseite der Alpen gleichgesetzt. Ausgehend vom mittleren Luftdruck von Altdorf und vom mittleren Föhn- bzw. Staugradienten erfolgte nach obiger Formel die Berechnung der Höhe des Druckausgleiches zwischen Nord- und Südseite der Alpen.

Mit Hilfe der Tabelle 56 in Linke[4]) IV «Geopotential in dyn m über der 1000 mb Fläche» wurde ebenfalls der Druckgradient g' im Niveau des Gotthards bestimmt, der den angegebenen Differenzen der Mitteltemperatur $\triangle t_m$ entspricht.

Die Berechnung erfolgte unter folgenden Annahmen:

Mitteltemperatur auf der Leeseite $t_m = |\triangle \vartheta_v|$
Mitteltemperatur auf der Luvseite $t_m' = 0^0$
Luftdruck auf der Leeseite auf 456 m/M $p_0 = 722{,}6$ mm
Luftdruck auf der Luvseite $p_0' = 722{,}6$ mm $+ |Gr|$

$|\triangle \vartheta_v| = \triangle t_m$ entspricht der mittleren Differenz der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen Altdorf—Lugano bzw. Göschenen—Airolo.

Die Berechnungen sind in Tabelle 7 zusammengestellt.

Tabelle 7

Gr	$\triangle t_m$	g'	Ausgleichsniveau
—6,1	9,6°	—0,8	2433 m/M
—6,1	6,2°	—2,2	3480 m/M
+7,2	6,9°	+2,7	3665 m/M
+7,2	3,4°	+4,3	6887 m/M

Der wahre mittlere Unterschied der Mitteltemperatur zwischen Nord- und Südseite der Alpen ist bei den angegebenen Nord-Südgradienten jedenfalls kleiner als 9,6°, aber größer als 3,4°, wie aus den errechneten Höhen des Ausgleichsniveaus des Druckes zu schließen ist.

b) Der Zusammenhang der Gradientänderungen mit den Temperaturänderungen

Unter Föhngradientänderung wird eine Abnahme des Staugradienten bzw. eine Zunahme des Föhngradienten verstanden, während Staugradientänderung eine Abnahme des Föhngradienten bzw. eine Zunahme des Staugradienten bedeutet.

Den Fall- und Steiggebieten des Luftdruckes wurden die 24 stdg. Föhngradientänderungen $\geqq$ 5 mm (40 Fälle) und die 24 stdg. Staugradientänderungen $\geqq$ 6 mm (30 Fälle) entnommen, die Mittelwerte gebildet und im Zusammenhang mit den gleichzeitigen mittleren Änderungen der Temperatur betrachtet, die in Tabelle 8 für folgende Stationen angegeben sind:

Jungfraujoch	dt_{Jo}	Altdorf	dt_{Al}
Säntis	$dt_{Sä}$	Göschenen	$dt_{Gö}$
Rochers de Naye	dt_{Ro}	Gotthard	dt_{Go}
Sargans	dt_{Sa}	Airolo	dt_{Ai}
Montreux	dt_{Mo}	Lugano	dt_{Lu}

Für die 40 Föhn- und die 30 Staugradientänderungen ergaben sich folgende Mittelwerte der Temperaturänderungen:

Tabelle 8

dGr	dt_{Jo}	$dt_{Sä}$	dt_{Ro}	dt_{Sa}	dt_{Mo}	dt_{Al}	$dt_{Gö}$	dt_{Go}	dt_{Ai}	dt_{Lu}
—6,7	+5,2	+4,1	+3,5	+1,5	—0,1	+0,9	+1,8	+1,3	—1,1	—2,4
+8,2	—6,0	—5,9	—5,9	—3,6	—2,5	—3,5	—4,6	—3,1	—0,2	+1,3

Die **Föhngradientänderungen** erreichen im Mittel den Wert von —6,7 mm. Sie sind auf allen Bergstationen mit positiven Temperaturänderungen verbunden. Die stärkste Temperaturzunahme tritt auf dem Jungfraujoch ein. Die positive Temperaturänderung auf dem Gotthard ist rund 3mal kleiner als auf dem Säntis und Rochers de Naye. Auf den Stationen Jungfraujoch, Rochers de Naye und Säntis macht sich, wie bereits früher erwähnt, die antizyklonale Erwärmung früher und stärker geltend als auf dem Gotthard. Das führt dann zu den großen Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen dem Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes.

Die Föhnstationen Göschenen, Altdorf und Sargans zeigen schwächeren Temperaturanstieg als die Bergstationen des Alpenvorlandes, während in Montreux die Temperatur sogar schwach fällt.

An den Stationen auf der Südseite der Alpen ist mit dem Maximum der Föhngradientänderung eine Abnahme der Temperatur verbunden, die in Lugano mehr als doppelt so groß ist als in Airolo.

Die **Staugradientänderungen** erreichen im Mittel den Wert von +8,2 mm. Sie sind an den Stationen der Alpennordseite mit negativen Temperaturänderungen verbunden, die absolut größer sind als bei den Föhngradientänderungen.

Die Temperaturabnahme auf dem Gotthard ist rund halb so groß wie diejenige an den Stationen Jungfraujoch, Säntis und Rochers de Naye. Dies führt dann zum Ausgleich der großen Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes, die bei Föhnlage vorhanden waren.

Der Temperaturfall an den Föhnstationen Göschenen, Altdorf und Sargans ist kleiner als auf den Bergstationen des Alpenvorlandes, aber größer als auf dem Gotthard und in Montreux.

Airolo zeigt im Mittel nur noch eine Temperaturänderung von —0,2°, während in Lugano eine Temperaturzunahme eintritt.

Ähnlich wie bei den Temperaturänderungen bei den Extremen des Nord-Südgradienten zeigt sich also, daß die maximalen Föhngradientänderungen auf der Südseite mit Abkühlung, auf der Nordseite mit Erwärmung, und die maximalen Staugradientänderungen auf der Südseite mit Erwärmung, auf der Nordseite mit Abkühlung verbunden sind.

In Tabelle 9 sind die 13 Fälle angeführt mit einer Föhngradientänderung > 7 mm und die 9 Fälle mit einer Staugradientänderung > 9 mm. Die Einzelfälle bestätigen im wesentlichen die obigen Ausführungen.

Tabelle 9

		dt_{Gr}	dt_{Jo}	$dt_{Sä}$	dt_{Ro}	dt_{Sa}	dt_{Mo}	dt_{Al}	$dt_{Gö}$	dt_{Go}	dt_{Ai}	dt_{Lu}
1938	29. 1. 0730	—11,3	+16,0	+11,3	+10,0	+2,9	+0,5	+0,9	+1,4	+1,0	—0,4	—4,8
	1. 2. 0730	— 8,5	+11,0	+ 4,2	+ 5,4	—1,5	+0,4	—0,4	+1,8	+4,4	—0,4	—6,2
	23. 11. 2130	— 9,2	+11,4	+ 6,3	+ 8,4	+0,1	+2,2	—3,9	+7,8	+0,1	—2,0	—4,4
	7. 12. 1330	— 9,1	+ 6,8	+ 4,8	+ 4,6	—0,4	—2,8	—2,4	—2,0	—0,7	—5,7	—7,0
1939	4. 1. 2130	— 8,6	+ 9,0	+ 3,7	+ 2,6	—1,3	—0,7	—4,1	+1,4	+1,2	—4,4	—6,8
	25. 1. 2130	— 8,7	+ 6,1	+ 1,0	— 2,0	+1,4	—0,5	+4,1	—2,4	—1,8	—1,6	—3,4
	28. 1. 2130	— 7,3	+12,9	+ 3,2	+ 5,0	—0,2	—2,6	—4,7	+2,6	+1,3	—4,0	—2,0
	28. 2. 2130	— 7,7	+ 0,6	+ 5,6	+ 4,2	+1,0	+0,7	+0,1	+3,2	—0,8	+1,4	—2,2
	8. 3. 2130	— 8,4	— 4,4	— 0,4	— 1,0	—2,7	0,0	0,0	—2,8	—0,2	—4,6	—1,8
	6. 5. 2130	— 8,2	+ 3,0	+ 3,2	+ 0,4	+4,0	+4,9	+7,1	+3,4	+4,0	—1,8	—3,2
	9. 10. 1330	— 7,1	+ 8,0	+ 2,1	+ 0,8	+5,0	—2,5	+1,0	+0,8	—0,7	—0,6	—2,2
	19. 11. 0730	— 7,7	— 0,6	— 2,0	— 1,3	—0,6	—0,1	—7,0	—3,8	—0 9	—0,6	—9.8
	26. 11. 1330	— 7,2	+10,7	+ 5,8	+ 0,1	—0,8	—2,7	—0,4	+4,0	+5,4	+1,9	—1,4
1938	16. 1. 0730	+ 9,4	— 9,7	— 9,0	—10,8	—4,7	—4,7	—4,2	—6,2	— 2,0	+0,4	—1,2
	26. 3. 2130	+ 9,2	— 7,5	— 8,7	— 7,2	—8,0	—4,0	—4,9	—7,4	—5,5	—3,9	+2,8
	3. 4. 2130	+ 9,4	—14,0	—12,9	—12,4	—9,2	—8,2	—9,9	—4,2	—9,0	—4,5	—0,6
	22. 11. 1330	+16,3	— 3,9	— 5,6	— 7,2	—5,9	—1,4	—3,3	—3,2	0,0	+5,3	+5,4
1939	13. 1. 0730	+ 9,1	— 4,5	— 6,2	— 5,8	—6,0	—0,4	—8,0	—7,6	—3,4	—1,7	0,0
	7. 3. 2130	+ 9,9	— 7,0	— 9,7	— 7,6	—5,9	—1,6	—6,5	—4,0	—9,4	—1,2	+1,0
	5. 11. 1330	+ 9,9	— 7,2	— 8,0	— 5,5	—7,7	+2,0	—6,2	—3,2	—2,5	+4,0	+1,2
	20. 11. 0730	+10,9	— 9,4	— 6,8	— 4,4	—3,2	—5,5	—2,5	—3,2	—5,6	—3,4	+4,8
	28. 11. 2130	+ 9,1	— 5,4	— 7,0	— 5,7	—1,7	—8,0	—1,5	—5,4	—4,1	+1,6	+0,2

c) Der Zusammenhang der Gradientänderungen mit den thermischen Druckänderungen

Aus der Differentialform der Barometerformel:

$$dp_0 = \frac{p_0}{p} \cdot dp - \frac{h \cdot p_0}{H \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)} \cdot \frac{dT_m}{T_m},$$

wo p_0 = den Luftdruck auf der Talstation,
p = den Luftdruck auf der Bergstation,
T_m = die Mitteltemperatur zwischen Berg- und Talstation,
h = den Höhenunterschied zwischen Berg- und Talstation
und H = 7991

bedeutet, folgt:

$$\delta p'' = dp_0 - \frac{p_0}{p} \cdot dp = - \frac{h \cdot p_0}{H \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)} \cdot \frac{dT_m}{T_m}.$$

$\delta p''$ wird als thermische Druckänderung bezeichnet und stellt den Anteil an der Bodendruckänderung dar, der durch die gleichzeitige Änderung der Mitteltemperatur dT_m zwischen Berg- und Talstation entsteht.

Die thermischen Druckänderungen eines Stationspaars stehen in engem Zusammenhang mit den gleichzeitigen Änderungen des Nord-Südgradienten des Luftdruckes, wie die folgenden Ausführungen zeigen.

Die 40 Fälle der Föhngradientänderungen $\geqq$ 5 mm und die 30 Fälle der Staugradientänderungen $\geqq$ 6 mm werden nun im Zusammenhang mit den thermischen Druckänderungen folgender Stationspaare betrachtet:

Jungfraujoch—Interlaken	$\delta p_1''$
Gotthard—Altdorf	$\delta p_2''$
Gotthard—Lugano	$\delta p_3''$
Gotthard—Göschenen	$\delta p_4''$
Gotthard—Airolo	$\delta p_5''$
Säntis—Sargans	$\delta p_6''$
Rochers de Naye—Montreux	$\delta p_7''$

Die auf das Druckniveau von Lugano reduzierte Gradientänderung zwischen Altdorf—Lugano ergibt sich folgendermaßen:

$$dGr^* = \delta p_2'' \cdot \frac{p_L}{p_A} - \delta p_3'',$$

wenn p_L den mittleren Luftdruck von Lugano
und p_A den mittleren Luftdruck von Altdorf darstellt.

Für die Gradientänderung zwischen Göschenen—Airolo erhält man:

$dGr^{**} = \delta p_4'' - \delta p_5''$

Die mittleren Gradient- und thermischen Druckänderungen sind in Tabelle 10 zusammengestellt.

Tabelle 10

dGr	$\delta p_1''$	$\delta p_2''$	$\delta p_3''$	$\delta p_4''$	δp_5	δp_6	δp_7	dGr^*	dGr^{**}
−6,7	−4,9	−4,3	+2,2	−2,6	0,0	-1,9	−1,1	−6,6	−2,6
+8,2	+7,6	+6,4	−1,4	+4,0	+0,4	+4,0	+2,7	+7,9	+3,6

Die thermischen Druckänderungen zwischen Jungfraujoch—Interlaken stellen bei Föhn 73 %, diejenigen zwischen Gotthard—Altdorf 64 % der Gradientänderungen dar.

Zwischen Gotthard—Lugano ist die thermische Druckänderung positiv und absolut genommen rund halb so groß wie zwischen Gotthard—Altdorf.

Die Gradientänderung zwischen Altdorf—Lugano dGr^* ist nur $^1/_{10}$ mm kleiner als diejenige zwischen Zürich—Lugano dGr.

Die thermischen Druckänderungen zwischen Säntis—Sargans (Höhenunterschied 1992 m) und zwischen Rochers de Naye—Montreux (Höhenunterschied 1574 m) sind bedeutend kleiner als diejenigen zwischen Gotthard—Altdorf (Höhenunterschied 1639 m). Es zeigt sich also, daß die Isallobaren auf dem Gotthard und in gleicher Höhe über Altdorf bedeutende Unterschiede aufweisen müssen.

Zwischen den Stationen Göschenen—Gotthard—Airolo liegt der volle Anteil der Gradientänderung von $dGr^{**} = -2{,}6$ mm auf der Nordseite der Alpen und stellt im Druckniveau von Göschenen (1107 m/M) bereits 39 % der ganzen Gradientänderung dGr dar.

An den **Staugradientänderungen** haben die thermischen Druckänderungen $\delta p_1''$ und $\delta p_2''$ Anteile von 93 % bzw. 78 %, also bedeutend mehr als bei den Föhngradientänderungen.

$\delta p_3''$ hat einen negativen Wert und ist absolut genommen über 4mal kleiner als $\delta p_2''$.

Die Gradientänderung zwischen Göschenen—Airolo beträgt $dGr^{**} = +3{,}6$ mm und macht 44 % der vollen Gradientänderung aus. Der wesentliche Anteil von dGr^{**} wird wiederum auf der Nordseite der Alpen durch $\delta p_4''$ dargestellt.

$\delta p_6''$ und $\delta p_7''$ zeigen wieder bedeutend kleinere Werte als $\delta p_2''$.

Tabelle 11

		dGr	δp_1"	δp_2"	δp_3"	δp_4"	δp_5"	δp_6"	δp_7	dGr*	dGr**
1938	29. 1. 0730	—11,3	— 9,8	— 7,7	+2,6	—4,8	+1,9	—4,4	—2,5	—10,5	—6,7
	1. 2. 0730	— 8,5	— 9,9	— 4,9	+2,1	—3,0	—1,0	—3,6	—1,9	— 7,1	— 2,0
	23. 11. 2130	— 9,2	—12,4	— 9,1	—1,5	—6,9	—2,2	—6,0	—2,4	— 7,7	—4,7
	7. 12. 1330	— 9,1	— 7,4	— 4,4	+3,5	—4,7	+0,4	—2,4	0,0	— 8,0	— 5,1
1939	4. 1. 2130	— 8,6	— 7,7	— 5,3	+2,9	—3,2	+0,3	—3,5	—1,2	— 8,3	—3,5
	25. 1. 2130	— 8,7	— 4,6	— 6,3	+2,8	—2,7	+0,5	—1,6	+0,9	— 9,2	—3,2
	28. 1. 2130	— 7,3	— 6,4	— 6,6	+1,9	—4,4	—1,0	—2,8	0,0	— 8,6	—3,4
	28. 2. 2130	— 7,7	— 4,0	— 4,6	+2,5	—1,8	+0,4	—2,1	—0,4	— 7,2	—2,0
	8. 3. 2130	— 8,4	+ 1,9	— 4,7	+ 3,5	—3,7	+0,2	+3,1	+2,7	— 8,3	—3,9
	6. 5. 2130	— 8,2	— 3,6	— 5,2	+3,5	—2,6	—0,3	—2,6	—0,7	— 8,8	— 2,3
	9. 10. 1330	— 7,1	— 5,1	— 4,5	+2,4	—2,1	+0,3	—3,3	—0,8	— 7,0	—2,4
	19. 11. 0730	— 7,7	— 1,2	— 0,8	+5,9	—0,9	+0,3	+2,5	—0,1	— 6,7	— 1,2
	26. 11. 1330	— 7,2	— 5,2	— 3,5	+2,0	—2,8	+0,3	—0,6	—2,2	— 5,6	—3,1
1938	16. 1. 0730	+ 9,4	+16,6	+ 8,8	—1,9	+4,2	—1,0	+7,0	+2,3	+10,9	+5,2
	26. 3. 2130	+ 9,2	+ 8,6	+ 6,4	—2,1	+4,5	+0,5	+7,0	+4,5	+ 8,6	+ 4,0
	3. 4. 2130	+ 9,4	+14,2	+10,2	+0,6	+6,0	+2,7	+9,0	+7,1	+ 9,8	+ 3,3
	22. 11. 1330	+16,3	+ 7,5	+11,3	—3,5	+5,6	+0,2	+4,1	+2,7	+15,0	+ 5.4
1939	13. 1. 0730	+ 9,1	+ 5,3	+ 4,9	—3,8	+2,3	—1,2	+3,8	+1,4	+ 8,8	+3,5
	7. 3. 2130	+ 9,9	+ 12,9	+ 8,7	—0,3	+ 6,7	+2,6	+ 4,8	+3,0	+ 9,2	+ 4,1
	5. 11. 1330	+ 9,9	+ 7,3	+ 7,4	—2,3	+3,2	—1,4	+6,9	+2,3	+ 9,9	+4,6
	20. 11. 0730	+10,9	+10,8	+ 8,1	—0,6	+5,3	+2.6	+2,7	+4,0	+ 8,9	+2,7
	28. 11. 2130	+ 9,1	+ 7,6	+ 7,4	—1,7	+5,0	0,0	+4,4	+4,9	+ 9,3	+5,5

In Tabelle 11 sind die 13 Fälle mit Föhngradientänderungen > 7 mm und die 9 Fälle der Staugradientänderungen > 9 mm angeführt.

Wenn man die Einzelwerte der thermischen Druckänderungen mit den gleichzeitig eintretenden Temperaturänderungen an den einzelnen Stationen in Tabelle 9 vergleicht, so ergibt sich ein anschauliches Bild, wie die Luftmassenänderungen beidseits der Alpen Anlaß zu den Änderungen des Nord-Südgradienten des Luftdruckes geben.

Eine Föhngradientänderung ist in der Regel mit einer mäßigen Abkühlung auf der Südseite und einer kräftigen Erwärmung auf der Nordseite der Alpen verbunden. Eine Staugradientänderung dagegen wird meist durch eine kräftige Abkühlung auf der Nordseite und durch eine leichte Erwärmung auf der Südseite der Alpen bewirkt.

d) Die Abnahme der Gradientänderungen mit der Höhe

Die Druckänderung auf einer Bergstation dp ist in der Regel nicht gleich groß wie die gleichzeitige Druckänderung dp', die in gleicher Höhe über der Talstation erfolgt.

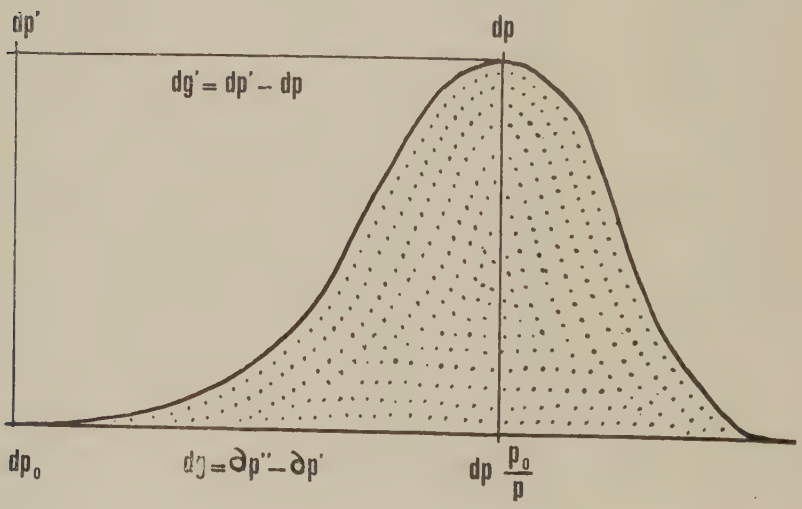

Abb. 3

Die Druckänderungen auf einer Berg- und Talstation.

Wie aus Abb. 3 hervorgeht erhält man für die wahre thermische Druckänderung:

$$\delta p' = dp_0 - \frac{p_0}{p} \cdot dp'.$$

Mit der Annahme, daß das Mittel der Temperaturänderungen von Berg- und Talstation der Änderung der Mitteltemperatur dT_m' vertikal über der Talstation entspricht, berechnen wir die wahre thermische Druckänderung nach der Formel:

$$\delta p' = - \frac{dT_m' \cdot h \cdot p_0}{T_m \cdot H \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)} .$$

Setzen wir:

$$\frac{h \cdot p_0}{T_m \cdot H \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)} = a,$$

so lautet die Formel:

$$\delta p' = - a \cdot dT'_m.$$

Wenn man die wahre thermische Druckänderung $\delta p'$ von der aus den Isallobaren der Berg- und Talstation berechneten thermischen Druckänderung $\delta p''$ subtrahiert, so erhält man die Gradientänderung dg zwischen den beiden Stationen im Niveau der Talstation:

$$dg = \delta p'' - \delta p'.$$

Die Gradientänderung im Niveau der Bergstation ist:

$$dg' = dp' - dp = (\delta p'' - \delta p') \frac{p}{p_0} .$$

Mit der Annahme, daß die Druckänderungen auf der Bergstation und in gleicher Höhe über der Talstation gleiche Größe haben, können wir die Änderung der Mitteltemperatur zwischen Berg- und Talstation aus $\delta p''$ nach folgender Formel berechnen:

$$dT_m'' = - \delta p'' \cdot \frac{T_m \cdot H \cdot (1 + \alpha \cdot t_m)}{h \cdot p_0} = - \frac{\delta p''}{a} .$$

Bei den Stationspaaren, die bereits oben angeführt worden sind, wurden die Änderungen der Mitteltemperatur dT_m' im Mittel der 40 Föhngradient- und der 30 Staugradientänderungen berechnet.

Zur Berechnung des Wertes von dT_m' ist beim Stationspaar Gotthard—Altdorf auch die Temperaturänderung von Göschenen

und beim Stationspaar Jungfraujoch—Interlaken auch diejenige vom Rochers de Naye benützt worden. Die Änderung der Mitteltemperatur über Lugano wurde der Temperaturänderung von Lugano gleichgesetzt, da diese, wie die Beobachtungen im Sommer zeigten, mit der Temperaturänderung auf dem Monte Generoso in engerer Beziehung steht als mit derjenigen auf dem Gotthard.

Die Werte von a, dT_m', $\delta p'$ $\delta p''$, dg' und dT_m'', die sich im Mittel aus den 40 **Föhngradientänderungen** $\geqq 5$ mm ergaben, sind in Tabelle 12 angegeben.

Tabelle 12

	a	dT_m'	$\delta p'$	$\vartheta p''$	dg'	dT_m''
Gotthard—Altdorf	0,526	+1,3°	—0,7	—4,3	—3,2	+8,2°
Gotthard—Göschenen	0,296	+1,6°	—0,5	—2.6	—1,9	+8,8°
Gotthard—Airolo	0,275	+0,1°	0,0	0,0	0,0	0,0
Gotthard—Lugano	0,591	—2,4°	+1,4	+2,2	+0,7	—3,7°
Joch—Interlaken	0,985	+3,5°	—3,4	—4,9	—1,0	+5,0°
Säntis—Sargans	0,641	+2,8°	—1,8	—1,9	—0,1	+3,0°
Rochers—Montreux	0,503	+1,7°	—0,9	—1,1	—0,2	+2,2°

Die Werte der wahren thermischen Druckänderung $\delta p'$ sind absolut genommen kleiner als diejenigen von $\delta p''$. Nur zwischen Gotthard—Airolo sind beide Werte gleich groß, nämlich $\delta p' = \delta p'' = 0$. Die Übertragung des Druckes vom Gotthard auf Airolo erfolgt also im Mittel nach der Formel $\frac{p_0}{p}$, da im Durchschnitt keine Änderung der Mitteltemperatur zwischen diesen Stationspaaren erfolgt. Dies wird auch durch die mittlere beobachtete Temperaturänderung $dT_m' = +0{,}1^0$ nahezu bestätigt.

Da bei allen andern Stationspaaren $\delta p'' > \delta p'$ ist, so muß auch $dT_m'' > dT_m'$ sein.

Relativ gut stimmen die Werte von dT_m' und dT_m'' bei den Stationspaaren Säntis—Sargans und Rochers de Naye—Montreux überein. Die errechneten Unterschiede der Isallobarenwerte an der Bergstation und in gleicher Höhe über der Talstation betragen nur 0,1 bzw. 0,2 mm. Da der Wert von dT_m' wohl eher etwas näher bei der mittleren Temperaturänderung der Bergstation liegt, so darf wohl bei diesen beiden Stationspaaren angenommen werden, daß im Niveau der Bergstation der Wert von dg' praktisch 0 wird.

Zwischen Jungfraujoch—Interlaken ist der Wert von dT_m'' bereits um $1{,}5^0$ größer als dT_m'.

Am auffallendsten sind aber die großen Werte von dT_m'' zwischen Gotthard—Altdorf und zwischen Gotthard—Göschenen mit +8,2° bzw. +8,8°. Diese Werte sind rund 6mal größer als die beobachteten Werte dT_m'. Daraus geht wiederum eindeutig hervor, daß in Gotthardhöhe zwischen Gotthard—Göschenen und zwischen Gotthard—Altdorf noch bedeutende Unterschiede der Isallobarenwerte auftreten, wie die Werte von dg' von —1,9 mm bzw. —3,2 mm zeigen.

Zum Ausgleich der Druckänderungen in Gotthardhöhe müßte zwischen Gotthard—Lugano eine Änderung der Mitteltemperatur von —3,7° erfolgen. Die mittlere Temperaturänderung in Lugano beträgt aber nur —2,4°, so daß sich für dg' ein Wert von +0,7 mm errechnet.

Im Niveau vom Gotthard machen damit die Föhngradientänderungen zwischen Altdorf—Lugano noch 3,9 mm oder 59% von der auf das Druckniveau von Lugano reduzierten Gradientänderung dGr* aus.

In Jochhöhe beträgt dg' noch 20% der thermischen Druckänderung $\delta p''$ zwischen Jungfraujoch—Interlaken.

Im Niveau vom Gotthard erhält man für die Gradientänderung zwischen Gotthard—Göschenen —1,9 mm, die damit 49% von der Gradientänderung zwischen Altdorf—Lugano in gleicher Höhe beträgt. Die Horizontaldistanz Gotthard—Göschenen beträgt aber nur 13,7 km oder 13% von der Distanz Altdorf—Lugano, die 107 km mißt.

Auf eine Distanz von 100 km umgerechnet ergeben sich im Niveau vom Gotthard folgende Gradientänderungen:

zwischen Göschenen—Altdorf	— 4,9 mm
zwischen Gotthard—Göschenen	—13,9 mm
zwischen Gotthard—Airolo	0,0 mm
zwischen Gotthard—Lugano	+ 1,0 mm

Die Änderung der Isallobarenwerte in der Höhe vom Gotthard geht also auf der Nordseite der Alpen um so rascher vor sich, je näher man an das Alpenmassiv herankommt.

Zur Kontrolle des Wertes von dg' zwischen Gotthard—Altdorf wurden die mittleren Isallobarenunterschiede bei den 40 Föhngradientänderungen zwischen der Station Gotthard und den Stationen Rigi, Pilatus und Rochers de Naye berechnet. Die Isallobarenunterschiede sind auf das Druckniveau vom Gotthard umgerechnet und ergaben folgende Werte:

zwischen Gotthard—Rigi —2,4 mm
zwischen Gotthard—Pilatus —2,1 mm
zwischen Gotthard—Rochers de Naye —2,2 mm

Es scheint also, daß der Wert von dg' zwischen Gotthard—Altdorf mit —3,2 mm etwas zu hoch ist, was wohl damit erklärt werden dürfte, daß die wahre positive Änderung der Mitteltemperatur über Altdorf größer ist als diejenige, die aus den Stationen Gotthard, Göschenen und Altdorf errechnet wurde. Diese Tatsache folgt auch aus dem zweiten Kapitel dieses Abschnittes, wo gezeigt wurde, daß die positiven Temperaturänderungen bei den Föhngradientänderungen auf den Bergstationen des Alpenvorlandes größer sind als auf dem Gotthard. Damit ergibt sich aber auch über Altdorf in der Höhe des Gotthards eine größere positive Temperaturänderung als auf dem Gotthard. Die Werte von $\delta p'$ werden deshalb absolut genommen größer, und die Föhngradientänderungen nehmen damit nach oben rascher ab.

Für die 30 **Staugradientänderungen** $\geqq 6$ mm ergaben sich folgende Mittelwerte:

Tabelle 13

	dT_m'	$\delta p'$	$\delta p''$	dg'	dT_m''
Gotthard—Altdorf	—3,7°	+2,0	+6,4	+3,6	—12,1°
Gotthard—Göschenen	—3,9°	+1,2	+4,0	+2,5	—13,5°
Gotthard—Airolo	—1,6°	+0,4	+0,4	0,0	— 1,6°
Gotthard—Lugano	+1,3°	—0,8	—1,4	—0,5	+ 2,4°
Joch—Interlaken	—5,6°	+5,5	+7,6	+1,5	— 7,7°
Säntis—Sargans	—4,8°	+3,1	+4,0	+0,7	— 6,2°
Rochers—Montreux	—4,2°	+2,1	+2,7	+0,5	— 5,4°

Zwischen Gotthard—Airolo ist $dT_m' = dT_m''$. Es findet also im Mittel eine Druckübertragung statt wie sie der differenzierten Barometerformel entspricht, da $dg' = 0$ ist.

Im übrigen sind die Verhältnisse mit umgekehrtem Vorzeichen ähnlich wie bei den Föhngradientänderungen. Bei allen Stationspaaren ist $|dT_m''| > |dT_m'|$.

Bei den Stationspaaren Säntis—Sargans und Rochers de Naye—Montreux sind die Werte von dg' größer als bei den Föhngradientänderungen. Dies wohl vor allem deshalb, weil die wahre Änderung der Mitteltemperatur näher bei der Temperaturänderung der Bergstation liegt, so daß der errechnete Wert von dT_m' absolut genommen etwas zu klein ist.

Bei den Stationspaaren Gotthard—Altdorf und Gotthard—Göschenen sind die Werte von dT_m" mit $-12{,}1^0$ bzw. $-13{,}5^0$ absolut genommen über 3mal größer als den beobachteten Werten entspricht.

Zwischen Gotthard—Lugano müßte die Temperaturänderung dT_m" absolut genommen rund 5mal kleiner sein als auf der Nordseite, um den Ausgleich der Druckänderungen in Gotthardhöhe herzustellen.

Aus den beobachteten Temperaturänderungen folgt, daß die Staugradientänderungen zwischen Altdorf—Lugano im Niveau vom Gotthard noch 4,1 mm oder 53% von den auf das Druckniveau von Lugano reduzierten Gradientänderungen dGr* ausmachen. Da der entsprechende Wert bei den Föhngradientänderungen 59% beträgt, so entspricht also der Mittelwert von 56% genau demjenigen, der sich im Mittel der 63 Fall- und Steiggebiete des Luftdruckes ergab.

In der Höhe des Jungfraujochs beträgt dg' noch 20% der thermischen Druckänderung δp" zwischen Jungfraujoch—Interlaken.

Im Niveau vom Gotthard beträgt die Gradientänderung zwischen Gotthard—Göschenen noch +2,5 mm und macht damit 61% von dGr*' aus.

Auf eine Distanz von 100 km umgerechnet ergaben sich im Niveau vom Gotthard die folgenden Gradientänderungen:

zwischen Göschenen—Altdorf	+ 4,2 mm
zwischen Gotthard—Göschenen	+18,2 mm
zwischen Gotthard—Airolo	0,0 mm
zwischen Gotthard—Lugano	— 0,7 mm

Die Änderung der Isallobarenwerte auf der Alpennordseite in der Höhe des Alpenkammes geht also noch rascher vor sich als bei den Föhngradientänderungen.

Die auf das Druckniveau vom Gotthard umgerechneten Isallobarenunterschiede zwischen Gotthard und den Stationen Rigi, Pilatus und Rochers de Naye ergaben folgende Mittelwerte:

zwischen Gotthard—Rigi	+3,1 mm
zwischen Gotthard—Pilatus	+2,7 mm
zwischen Gotthard—Rochers de Naye	+2,9 mm

Der Wert von dg' von +3,6 mm zwischen Gotthard—Altdorf ist also wiederum etwas zu groß, weil die negative Änderung der Mitteltemperatur in der Luftsäule über Altdorf größer ist als die aus den Temperaturänderungen von den Stationen Gotthard, Göschenen und Altdorf errechnete (Tabelle 8).

In Tabelle 14 sind noch je 4 Einzelfälle von Föhngradient- und Staugradientänderungen angegeben, die im wesentlichen die erhaltenen Mittelwerte bestätigen.

Am 19. November 1939 um 0730 kommt ausnahmsweise der wesentliche Anteil an der Föhngradientänderung auf der Südseite durch einen kräftigen Kaltlufteinbruch zustande. In allen anderen

Tabelle 14

	dGr	Stationen	dT_m'	$\delta p'$	$\delta p''$	dg'	dT_m''
29. 1. 38 0730	—11,3	Gotthard—Altdorf	+1,1	—0,6	— 7,7	—5,8	+13,9
		Gotthard—Göschenen	+1,2	—0,4	— 4,8	—3,9	+13,2
		Gotthard—Airolo	+0,3	—0,1	+ 1,9	+1,8	— 6,9
		Gotthard—Lugano	—4,8	+2,8	+ 2,6	—0,2	— 4,1
		Joch—Interlaken	+9,0	—8,9	— 9,8	—0,6	+ 9,9
		Säntis—Sargans	+7,1	—4,6	— 2,4	+1,7	+ 3,7
		Rochers—Montreux	+5,3	—2,7	— 2,2	+0,4	+ 4,2
23. 11. 38 2130	— 9,2	Gotthard—Altdorf	+1,3	—0,7	— 9,1	—6,9	+16,9
		Gotthard—Göschenen	+4,0	—1,2	— 6,9	—5,1	+17,2
		Gotthard—Airolo	—1,0	+0,3	— 2,2	—2,3	+ 8,0
		Gotthard—Lugano	—4,4	+2,6	— 1,5	—3,3	+ 2,4
		Joch—Interlaken	+5,0	—4,9	—12,3	—5,1	+12,5
		Säntis—Sargans	+3,2	—2,1	— 5,9	—3,0	+ 9,1
		Rochers—Montreux	+5,3	—2,7	— 2,4	+0,2	+ 4,8
7. 12. 38 1330	— 9,1	Gotthard—Altdorf	—1,7	+0,9	— 4,4	—4,3	+ 8,4
		Gotthard—Göschenen	—1,4	+0,4	— 4,7	—4,6	+15,8
		Gotthard—Airolo	—3,2	+0,9	+ 0,4	—0,4	— 1,5
		Gotthard—Lugano	—7,0	+4,1	+ 3,5	—0,5	— 5,9
		Joch—Interlaken	+3,0	—3,0	— 7,4	—3,0	+ 7,5
		Säntis—Sargans	+2,2	—1,4	— 2,4	—0,8	+ 3,7
		Rochers—Montreux	+0,9	—0,5	0,0	+0,4	0,0
19. 11. 39 0730	— 7,7	Gotthard—Altdorf	—3,9	+2,1	— 0,8	—2,4	+ 1,5
		Gotthard—Göschenen	—2,4	+0,7	— 0,9	—1,4	+ 3,0
		Gotthard—Airolo	—0,8	+0,2	+ 0,3	+0 1	— 1,1
		Gotthard—Lugano	—9,8	+5,8	+ 5,9	+0,1	—10,0
		Joch—Interlaken	—3,0	+3,0	— 1,2	—2,9	+ 1,2
		Säntis—Sargans	—1,3	+0,8	+ 2,5	+1,3	— 3,9
		Rochers—Montreux	—0,7	+0,4	— 0,1	—0,4	+ 0,2

Tabelle 14 (Fortsetzung)

	dGr	Stationen	dT_m'	$\delta p'$	$\delta p''$	dg'	dT_m''
16. 1. 38 0730	+ 9,4	Gotthard—Altdorf	—4,1	+2,2	+ 8,8	+5,4	—17,8
		Gotthard—Göschenen	—4,1	+1,2	+ 4,2	+2,6	—14,2
		Gotthard—Airolo	—0,8	+0,2	— 1,0	—1,1	+ 3,6
		Gotthard—Lugano	—1,2	+0,7	— 1,9	—2,1	+ 3,0
		Joch—Interlaken	—9,3	+9,7	+16,5	+4,6	—15,7
		Säntis—Sargans	—6.9	+4,7	+ 7,0	+1,8	—10,2
		Rochers—Montreux	—7,8	+3,9	+ 2,4	—1,2	— 4,5
3. 4. 38 2130	+ 9,4	Gotthard—Altdorf	— 7,7	+ 4,1	+10,2	+ 5,0	—18,4
		Gotthard—Göschenen	— 6,6	+ 2,0	+ 6,0	+ 3,5	—20,2
		Gotthard—Airolo	— 6,7	+ 1,8	+ 2,7	+ 0,8	— 9,8
		Gotthard—Lugano	— 0,6	+ 0,4	+ 0,6	+ 0,1	— 0,9
		Joch—Interlaken	—13,2	+13,6	+14,2	+ 0,4	—13,6
		Säntis—Sargans	—11,1	+ 7,6	+ 9,0	+ 1,1	—13,2
		Rochers—Montreux	—10,3	+ 5,2	+ 7,1	+ 1,6	—13,4
22. 11. 38 1330	+16,3	Gotthard—Altdorf	— 2,1	+ 1,1	+11,3	+ 8,4	—21,9
		Gotthard—Göschenen	— 1,6	+ 0,5	+ 5,6	+ 4,6	—18,9
		Gotthard—Airolo	+ 2,7	— 0,7	+ 0,2	+ 0,8	— 0,7
		Gotthard—Lugano	+ 5,4	— 3,2	— 3,5	— 0,2	+ 5,8
		Joch—Interlaken	— 5,8	+ 5,7	+ 7,1	+ 1,0	— 7,2
		Säntis—Sargans	— 5,8	+ 3,7	+ 4,1	+ 0,3	— 6,4
		Rochers—Montreux	— 4,4	+ 2,2	+ 2,7	+ 0,4	— 5,3
20. 11. 39 0730	+10,9	Gotthard—Altdorf	— 3,8	+ 2,0	+ 8,1	+ 5,0	—14,9
		Gotthard—Göschenen	— 4,4	+ 1,3	+ 5,3	+ 3,5	—17,8
		Gotthard—Airolo	— 4,5	+ 1,2	+ 2,6	+ 1,2	— 9,5
		Gotthard—Lugano	+ 4,8	— 2,8	— 0,7	+ 1,8	+ 1,1
		Joch—Interlaken	— 5,4	+ 5,3	+10,8	+ 3,8	—11,0
		Säntis—Sargans	— 5,0	+ 3,4	+ 2,7	— 0,5	— 4,0
		Rochers—Montreux	— 5,0	+ 2,5	+ 4,0	+ 1,2	— 7,6

Fällen liegen die Ursachen zur Änderung des Nord-Südgradienten zur Hauptsache auf der Alpennordseite und besonders entlang des Alpenkamms.

Diese Tatsache läßt sich folgendermaßen erklären:

Bei den Föhngradientänderungen wird eine Luftsäule über dem Alpenvorland durch absinkende, potentiell wärmere Luft viel stärker erwärmt als eine Luftsäule über dem Gotthard. Dies geht auch

aus den großen Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur bei Föhnlage hervor, die zwischen Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes den Betrag von rund 7^0 erreichen (Tabelle 1). Ebenfalls zeigte sich, daß die positiven Temperaturänderungen auf dem Gotthard im Mittel der 40 Föhngradientänderungen rund 3mal kleiner waren als an den Bergstationen des Alpenvorlandes (Tabelle 8). Damit wird aber der Luftdruck über dem Gotthard weniger stark sinken als in gleicher Höhe über dem Alpenvorland, wodurch die relativ großen Gradientänderungen zwischen Gotthard und in gleicher Höhe über Altdorf zustandekommen. Diese antizyklonale Erwärmung, die zur Ausbildung einer Föhnlage führen kann, tritt auf der Rückseite des Steig- und auf der Vorderseite des Fallgebietes des Luftdruckes ein und ist zuerst in der Höhe festzustellen. Südwärts der Alpen ist gleichzeitig meist eine Abnahme der Mitteltemperatur vorhanden.

Bei den Staugradientänderungen wurde festgestellt, daß die Temperaturabnahme auf dem Gotthard geringer war als auf den Bergstationen des Alpenvorlandes, und daß die Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen dem Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes nahezu 0 waren. Um aber die großen Gradientänderungen in der Höhe zwischen Gotthard—Altdorf und besonders zwischen Gotthard—Göschenen zu erklären, muß angenommen werden, daß eine Luftsäule über dem Alpenvorland bis in größere Höhe hinauf eine bedeutend stärkere Temperaturabnahme aufweist als eine Luftsäule über dem Gotthard. Vermutlich bewirkt die Alpenkette, daß die Obergrenze einbrechender Kaltluft vor den Alpen steil ansteigt, womit die größte Höhe der Kaltluftmasse nördlich des Alpenkamms erreicht wird. Die zyklonale Abkühlung, die zur Ausbildung einer Staulage führt, tritt auf der Rückseite des Fall- und auf der Vorderseite des Steiggebietes des Luftdruckes auf. Südwärts der Alpen ist gleichzeitig durch absteigende, potentiell wärmere Luft meist eine Zunahme der Mitteltemperatur vorhanden.

Zeigen $\delta p'$ und $\delta p''$ ungleiches Vorzeichen, so ist das immer ein Hinweis dafür, daß in der Höhe ein Luftmassenwechsel eingesetzt hat mit einer Temperaturänderung, die derjenigen in der unteren Troposphäre entgegengesetzt ist.

Am 7. Dezember 1938 um 1330 ist bei den Stationspaaren Gotthard—Göschenen und Gotthard—Altdorf $\delta p' > 0$ und $\delta p'' < 0$. Während also zwischen Berg- und Talstation noch abnehmende Temperatur vorhanden ist, muß das ungleiche Vorzeichen von $\delta p''$ dadurch bedingt sein, daß in der Luftsäule über Göschenen bzw.

Altdorf eine stärkere Erwärmung vorhanden ist als in der entsprechenden Luftsäule über dem Gotthard.

Ein Bild über diesen Vorgang gibt bereits der Vergleich der Temperaturänderungen von Lugano, Gotthard, Rigi, Rochers de Naye und Säntis am 7. Dezember 1938:

Tabelle 15

	0730	1330	2130
Lugano	—3,2	—7,0	—3,8
Gotthard	—3,3	—0,7	+1,7
Rigi	+0,6	+3,9	+4,2
Rochers de Naye	+1,0	+4,6	+6,2
Säntis	+0,5	+4,8	+7,3
dGr	—6,1	—9,1	—6,9

dGr stellt die Änderung des Nord-Südgradienten zwischen Zürich—Lugano dar.

Am 4. April 1938 um 2130 konnten folgende Werte festgestellt werden:

Tabelle 16

	dT_m'	$\delta p'$	$\delta p''$	dT_m''
zwischen Gotthard-Göschenen	—5,1	+0,7	—2,2	+7,1
zwischen Gotthard-Altdorf	—2,4	+1,3	—3,4	+6,0

Die Temperatur- und Gradientänderungen am 4. und 5. April 1938 zeigten folgendes Bild:

Tabelle 17

	4. 4. 38			5. 4. 38	
	0730	1330	2130	0730	1330
Jungfraujoch	—17,2	— 9,3	+4,8	+8,6	+2,0
Säntis	—14,1	— 9,6	—0,1	+5,4	+2,1
Rigi	—13,6	—11,6	—1,8	+0,9	+2,7
Gotthard	—11,2	—16,2	—4,2	+4,7	+4,2
Lugano	0,0	— 2,6	—5,2	—5,2	—0,2
dGr	+ 8,7	+ 4,3	—5,9	—7,0	—2,7

Am 4. April 1938 um 2130, wo $\partial p'$ und $\partial p''$ zwischen Gotthard—Göschenen bzw. Gotthard—Altdorf ungleiches Vorzeichen haben, und die beobachtete Änderung der Mitteltemperatur dT_m' sehr stark von der aus den Isallobaren berechneten Mitteltemperatur dT_m'' abweicht, fällt die Temperatur noch unter 2500 m/M, während auf dem Jungfraujoch bereits antizyklonale Erwärmung eingesetzt hat. Da sich diese eben über dem nördlichen Alpenvorland früher und stärker bemerkbar macht als im Süden, so bewirkt sie die negative Gradientänderung und die stark voneinander abweichenden Werte von $\partial p'$ und $\partial p''$ von Stationspaaren, die sich entlang der Alpen befinden. Die antizyklonale Erwärmung hat am 5. April dann auch auf den tiefer gelegenen Stationen eingesetzt.

Zeigen Berg- und Talstation eines Stationspaares entlang der Alpen fallende Temperatur, während bereits $\partial p'' < 0$, so deutet das auf kommende antizyklonale Erwärmung und eine Abnahme des Staugradienten bzw. Verstärkung des Föhngradienten hin und läßt sich prognostisch verwerten, wie noch gezeigt werden wird.

Hochreichende Kaltlufteinbrüche geben sich dadurch zu erkennen, daß bei den Stationspaaren entlang des Alpenkammes die Werte von $\partial p''$ bedeutend größer sind als diejenigen von $\partial p'$, womit sich auch hohe Werte für dg' errechnen.

Dies ist bei den 4 Beispielen der Tabelle 14 an den Stationspaaren Gotthard—Altdorf, Gotthard—Göschenen und Jungfraujoch—Interlaken fast durchwegs der Fall, da die starken positiven Gradientänderungen ihre Ursache sehr wahrscheinlich in hochreichenden Kaltlufteinbrüchen haben.

e) Prognose der Föhngradient- und Staugradientänderungen

Im zweiten Kapitel dieses Abschnittes wurde festgestellt, daß bei beginnender Föhnlage die Temperatur über dem Alpenvorland stärker steigt als auf der Station Gotthard, und daß der Temperaturanstieg der westlich gelegenen Station Rochers de Naye demjenigen der östlich gelegenen Station Säntis vorausgeht. Beim Übergang der Föhn- in eine Staulage sinkt die Temperatur zuerst auf dem Rochers de Naye, und die Unterschiede der Temperatur zwischen Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes gleichen sich wieder aus.

Es soll nun versucht werden, das frühere Eintreten der Erwärmung bzw. Abkühlung an der Station Rochers de Naye in bezug auf die östlich gelegenen Stationen zur Prognose der Föhngradient- und Staugradientänderungen zu verwenden.

Zu diesem Zwecke wurden an allen Terminen während der 21 Föhn- und 25 Staulagen die folgenden Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur gebildet:

zwischen Rochers de Naye—Pilatus $\quad \Delta \vartheta_v'$
zwischen Rochers de Naye—Säntis $\quad \Delta \vartheta_v''$

Alle Fälle mit einer positiven Differenz, wobei also der Rochers de Naye eine höhere virtuellpotentielle Temperatur aufwies als der Pilatus oder Säntis, wurden herausgegriffen und die Wahrscheinlichkeit bestimmt, mit der bis zu den nächsten 4 Beobachtungen eine Abschwächung des Stau- bzw. Verstärkung des Föhngradienten erfolgt.

Außerdem wurde bei den Fällen, in denen die aus den Isallobaren errechnete Änderung der Mitteltemperatur dT_m'' zwischen Rochers de Naye—Montreux größer war als zwischen Säntis—Sargans, die Wahrscheinlichkeit einer nachfolgenden negativen Gradientänderung bestimmt.

In Tabelle 18 sind folgende Fälle angeführt:

$\Delta \vartheta_v' > 0$: ϑ_v auf dem Rochers de Naye ist größer als auf dem Pilatus.

$\Delta \vartheta_v'' > 0$: ϑ_v auf dem Rochers de Naye ist größer als auf dem Säntis.

$\left.\begin{matrix}\Delta \vartheta_v' \\ \Delta \vartheta_v''\end{matrix}\right\} > 0$: ϑ_v auf dem Rochers de Naye ist gleichzeitig größer als auf dem Pilatus und auf dem Säntis.

$\Delta dT_m'' > 0$: dT_m'' zwischen Rochers de Naye—Montreux ist größer als dT_m'' zwischen Säntis—Sargans.

$\left.\begin{matrix}\Delta \vartheta_v' \\ \Delta \vartheta_v'' \\ \Delta dT_m''\end{matrix}\right\} > 0$: Die drei Differenzen sind gleichzeitig positiv.

Die Werte der Tabelle 18 geben die Wahrscheinlichkeit in % an, mit der bis zu den nächsten 4 Beobachtungen eine negative Gradientänderung erfolgt.

Wenn die virtuellpotentielle Temperatur auf dem Rochers de Naye größer ist als auf dem Pilatus oder Säntis, so tritt bis zur nächsten Beobachtung, also bis in 6 bis 10 Stunden, mit 70% Wahrscheinlichkeit eine Verstärkung des Föhn- bzw. Abschwächung des Staugradienten ein. Bis zur vierten Beobachtung, also bis in 30 bis

Tabelle 18

	Fälle	Wahrscheinlichkeit einer negativen Gradientänderung in			
		6 bis 10 Std.	14 bis 18 Std.	24 Std.	30 bis 34 Std.
$\triangle \vartheta_v' > 0$	135	70	76	79	81
$\triangle \vartheta_v'' > 0$	132	70	77	78	79
$\triangle \vartheta_v'$, $\triangle \vartheta_v'' > 0$	93	78	83	83	84
$\triangle dT_m'' > 0$	83	55	61	65	69
$\triangle \vartheta_v'$, $\triangle \vartheta_v''$, $\triangle dT_m'' > 0$	25	76	80	80	80

34 Stunden, erfolgt eine negative Gradientänderung bereits mit einer Wahrscheinlichkeit von 81% bzw. 79%.

Sind ϑ_v vom Pilatus und Säntis zugleich kleiner als ϑ_v vom Rochers de Naye, so ergibt sich die Wahrscheinlichkeit einer negativen Gradientänderung aus 93 Fällen wie folgt:

in 6—10 Stunden	78 %
in 14—18 Stunden	83 %
in 30—34 Stunden	84 %

Die positive Differenz $\triangle dT_m''$ zwischen den Stationspaaren Rochers de Naye—Montreux und Säntis—Sargans zeigt eine nachfolgende negative Gradientänderung weniger gut an, da eine solche bis zur vierten Beobachtung nur mit einer Wahrscheinlichkeit von 69% eintritt.

Aus dem gesamten Material der Föhn- und Staulagen wurden ferner alle Fälle herausgegriffen, in denen die erwähnten Differenzen negativ waren und die Wahrscheinlichkeit bestimmt, mit der anschließend eine Abschwächung des Föhn- bzw. Verstärkung des Staugradienten eintritt.

Zudem erfolgte noch die Bildung der Differenz der virtuell-potentiellen Temperatur zwischen Rochers de Naye—Rigi $\triangle \vartheta_v'''$.

Waren alle Bergstationen im Nebel, so wurden die Differenzen der virtuell-feuchtpotentiellen Temperatur verwendet.

Die Wahrscheinlichkeit, mit der in diesen Fällen eine positive Gradientänderung erfolgt, ist in Tabelle 19 angegeben.

Wenn die Station Rochers eine tiefere virtuellpotentielle bzw. virtuell-feuchtpotentielle Temperatur aufweist als die Station Pi-

Tabelle 19

	Fälle	Wahrscheinlichkeit einer positiven Gradientänderung in			
		6 bis 10 Std.	14 bis 18 Std.	24 Std.	30 bis 34 Std.
$\Delta\vartheta_v' < 0$	140	62	69	72	76
$\Delta\vartheta_v'' < 0$	149	61	68	72	75
$\Delta\vartheta_v'$, $\Delta\vartheta_v'' < 0$	105	65	73	76	79
$\Delta\vartheta_v''' < 0$	76	71	76	77	80
$\Delta\vartheta_v'$, $\Delta\vartheta_v''$, $\Delta\vartheta_v''' < 0$	67	75	81	82	85
$\Delta dT_m'' < 0$	88	58	64	66	72
$\Delta\vartheta_v'$, $\Delta\vartheta_v''$, $\Delta\vartheta_v'''$, $\Delta dT_m'' < 0$	29	83	90	90	93

latus oder Säntis, so sind die Wahrscheinlichkeiten einer anschliessenden positiven Gradientänderung etwas kleiner als die entsprechenden bei einer negativen Gradientänderung.

Sind ϑ_v bzw. ϑ_v* vom Rochers de Naye gleichzeitig kleiner als die entsprechenden Werte auf den Stationen Pilatus und Säntis, so sind die Wahrscheinlichkeiten:

in 6—10 Stunden	65%
in 30—34 Stunden	79%

Betrachtet man die 76 Fälle mit einer negativen Differenz $\Delta\vartheta_v'''$ zwischen Rochers de Naye—Rigi, so sind die Wahrscheinlichkeiten höher, nämlich:

in 6—10 Stunden	71%
in 30—34 Stunden	80%

In 67 Fällen ist ϑ_v bzw. ϑ_v* auf dem Rochers de Naye gleichzeitig kleiner als auf den Stationen Rigi, Pilatus und Säntis. Dann ist bis in 30 bis 34 Stunden mit 85% Wahrscheinlichkeit eine Verstärkung des Stau- bzw. Abschwächung des Föhngradienten zu erwarten.

In 88 Fällen ist $\Delta dT_m'' < 0$. In 72% der Fälle ist bis in 30 bis 34 Stunden eine positive Gradientänderung eingetreten.

Sind die 4 Differenzen gleichzeitig < 0, so ergeben sich 29 Fälle, von denen 27 (93%) bis in 30 bis 34 Stunden zu einer Ver-

stärkung des Stau- bzw. Abschwächung des Föhngradienten führen.

Es zeigt sich also, daß die Differenzen der Temperaturwerte, die den Dichteunterschied der Luftmassen über dem Alpenvorland am besten charakterisieren, sehr gut auf nachfolgende Änderungen des Nord-Südgradienten des Luftdruckes reagieren und damit ein wertvolles Hilfsmittel darstellen, um den Beginn oder das Ende einer Föhn- bzw. Staulage vorauszusehen.

In Tabelle 20 sind noch alle Fälle zusammengestellt, in denen die Gradientänderung bis zur nächsten Beobachtung $\geqq |4|$ mm oder bis zur zweiten oder dritten Beobachtung $\geqq |6|$ mm war.

Unter Gr ist der Nord-Südgradient angegeben, der dem Datum entspricht, das in der ersten Kolonne steht. Addiert man zu diesem Gradienten die Gradientänderungen, die anschließend erfolgen und in den letzten drei Kolonnen angegeben sind, so erhält man die neu entstehenden Gradienten.

Unter d) dieses Kapitels wurde erwähnt, daß ein negativer Wert von $\delta p''$ bei den Stationspaaren entlang des Alpenkammes, während gleichzeitig Berg- und Talstation noch fallende Temperatur aufweisen, auf antizyklonale Erwärmung hindeutet, die bereits in größeren Höhen eingesetzt haben muß.

In Tabelle 21 sind für die Stationspaare Gotthard—Altdorf und Jungfraujoch—Interlaken 13 Fälle dargestellt, die diese Verhältnisse zeigen.

dt_b bedeutet die 24 stg. Temperaturänderung auf der Bergstation.

dt_t bedeutet die 24 stg. Temperaturänderung an der Talstation.

Beim Stationspaar Jungfraujoch—Interlaken ist unter dt_b' noch die Temperaturänderung von Beatenberg angegeben.

Aus der Tabelle geht hervor, daß die aus $\delta p''$ errechnete Änderung der Mitteltemperatur dT_m'' bereits schon positive Werte zeigt, während die Temperatur noch an allen Stationen fällt oder zum mindesten der Mittelwert der Temperaturänderung von Berg- und Talstation bedeutend kleiner ist als dT_m''.

Gleichzeitig ist eine negative Gradientänderung vorhanden. In einigen Fällen hat der Temperaturanstieg auf dem Jungfraujoch bereits schwach eingesetzt. Bis zu den nächsten zwei Beobachtungen tritt in allen Fällen auf dem Jungfraujoch eine mäßige bis starke Erwärmung ein. Deutlich ist auch festzustellen, wie sich diese Erwärmung auf dem Beatenberg und in Interlaken erst später bemerkbar macht.

Tabelle 20

		$\Delta\vartheta_v'$	$\Delta\vartheta_v''$	$\Delta\vartheta_v'''$	$\Delta dT_m''$	Gr	Gradientänderung in		
							6 bis 10 Std.	14 bis 18 Std.	24 Std.
1938	28. 1. 1330	+0,5	+2,2	+1,3	0°	+3,1	−5,1	−10,2	−4,8
	4. 4. 0730	+1,9	+0,5	+2,0	−2°	+7,2	−2,9	−3,0	−7,0
	26. 5. 1330	+1,7	+3,7	+4,6	—	−0,7	−1,8	−3,5	−6,1
	25. 11. 1330	+0,7	+1,5	+3,0	—	+3,0	−2,5	−7,4	−7,8
	6. 12. 2130	+2,4	+1,1	+1,9	−2°	+3,9	−3,8	−4,4	−6,9
1939	3. 1. 2130	+0,5	+0,6	+1,3	—	+4,7	−2,3	−4,7	−8,6
	13. 1. 1330	−0,7	−1,9	+0,7	+8°	+2,6	−3,2	−6,6	−5,8
	24. 1. 2130	+2,9	+2,9	+3,4	+1°	+4,7	−3,5	−5,8	−8,7
	22. 2. 1330	+4,1	+4,3	+7,1	—	−0,2	−1,2	−5,5	−6,5
	7. 3. 2130	+1,2	+1,0	+1,1	+2°	+8,8	−3,5	−5,5	−8,4
	5. 11. 1330	−2,3	−0,4	+1,4	+6°	+5,3	−3,0	−6,5	−6,1
	18. 11. 1330	+1,2	+2,7	+1,2	+4°	+6,3	−3,4	−7,6	−3,8
	27. 12. 1330	+1,5	+2,0	+2,1	+2°	+8,9	−4,1	−7,9	−8,0
1938	15. 1. 0730	+0,8	+0,6	+2,0	−7°	−5,9	+4,6	+7,7	+9,4
	29. 1. 0730	−1,2	−2,4	−1,2	+1°	−7,1	+5,4	+10,7	+3,8
	30. 1. 1330	−2,4	−1,4	+0,6	+1°	−1,0	+8,1	+6,1	+3,1
	10. 2. 2130	+1,5	−1,2	−1,5	+3°	+0,3	+6,0	+6,6	+7,0
	26. 3. 0730	−2,8	−2,8	−3,0	0°	−1,7	+5,3	+9,1	+7,0
	3. 4. 1330	−4,8	−2,9	−2,3	−2°	−0,1	+10,2	+7,3	+4,4
	27. 5. 2130	—	−2,8	− 1,0	−3°	−5,6	+7,0	+7,0	+6,1
	21. 11. 1330	− 2,3	−0,8	−0,7	+1°	- 10,2	+4,8	+9,1	+16,7
	22. 11. 0730	−2,8	−2,7	−2,3	+1°	−1,5	+7,6	+5,7	+3,1
	5. 12. 2130	−1,1	−1,0	0,0	0°	−0,8	+7,1	+9,5	+4,7
1939	5. 1. 1330	−0,4	−0,9	−0,3	−4°	−0,6	+3,1	+6,8	+5,8
	12. 1. 1330	−4,2	−5,0	−2.3	—	−4,0	+5,8	+7,1	+6,5
	18. 1. 1330	−2,9	−3,0	−0,2	0°	−4,3	+3,7	+5,4	+6,2
	25. 1. 2130	−1,2	−1,3	+0,8	−4°	−4,0	+3,5	+5,4	+6,6
	24. 2. 1330	—	−2,0	−1,6	—	−8,1	+4,4	+6,7	+6,2
	6. 3. 2130	−1,2	−0,8	−0,1	−1°	−1,1	+0,5	+2,0	+9,9
	7. 3. 1330	−1,2	−1,7	−0,9	+1°	+0,9	+7,9	+4,4	+2,4
	8. 3. 2130	0,0	−0,3	+1,6	−1°	+0,4	+5,1	+4,6	+4,4
	15. 3. 0730	−1,1	−0,6	−1,5	−3°	+3,7	+4,7	+2,1	+0,6
	22. 4. 2130	−0,8	+2,5	+1,6	−3°	+0,9	+6,1	+4,1	+2,5
	15. 10. 2130	−5,6	−7,0	−7,4	−1°	−3,4	+4,1	+4,3	+2,2
	18. 10. 2130	−0,7	−0,7	0,0	—	−2,5	+2,3	+3,9	+7,6
	4. 11. 1330	−1,0	−4,7	−1,5	−6°	−4,6	+2,0	+7,3	+9,9
	4. 11. 2130	−1,6	−2,7	−0,6	−2°	−2,6	+5,3	+7,9	+4,9
	19. 11. 0730	−0,4	+0,1	0,0	+4°	−1,3	+3,8	+8,9	+10,9
	5. 12. 0730	−0,3	+0,1	+0,5	−7°	−2,4	+2,2	+4,7	+8,7

Tabelle 21

	Gotthard—Altdorf				Jungfraujoch—Interlaken					dGr	Gr
	dt_b	dt_t	$\delta p''$	dT_m''	dt_b	dt_b'	dt_t	$\delta p''$	dT_m''		
1938											
28. 1.1330	−3,8	−0,2	−1,0	+ 2°	− 3,2	−0,1	+0,1	+ 0,2	0°	− 1,7	+3,1
28. 1.2130	+1,0	−2,4	−4,5	+ 9°	+10,4	+0,5	−1,0	− 8,2	+ 8°	− 7,1	−2,0
29. 1.0730	+1,0	+0,9	−7,7	+14°	+16,0	+8,6	+1,5	− 9,8	+10°	−11,3	−7,1
12. 2.0730	−1,6	−0 8	+0,4	− 1°	− 2,8	−2,8	−2,4	− 0,9	+ 1°	− 0,3	+6,0
12. 2.1330	+0,8	+1,4	−4,4	+ 8°	+ 6,5	+0,5	+2,0	− 4,0	+ 4°	− 2,7	+4,2
12. 2.2130	+2,2	−1,1	−4,7	+ 9°	+ 4,4	+1,6	−0,5	− 1,0	+ 1°	− 5,9	+1,4
4. 4.2130	−4,2	−0,6	−3,4	+ 6°	+ 4,8	−2,8	−0,5	− 2,2	+ 2°	− 5,9	+4,2
5. 4.0730	+4,7	−1,8	−2,5	+ 5°	+ 8,6	—	+1,0	− 1,3	+ 1°	− 7,0	+0,2
9.10.0730	+1,3	−2,7	−1,8	+ 3°	− 1,5	−0,2	−3,8	− 1,7	+ 2°	− 2,0	+0,1
9.10.1330	+6,3	+1,3	−5,0	+10°	+ 7,9	−0,2	+1,2	− 5,5	+ 6°	− 6,4	−1,6
9.10.2130	+4,4	+0,6	−5,0	+10°	+ 3,6	+1,2	+1,8	− 5,1	+ 5°	− 5,5	−1,9
24.10.2130	+1,6	−0,2	−1,7	+ 3°	− 1,4	−2,2	−1,0	− 2,1	+ 2°	− 0,4	−0,2
25.10.1330	+2,7	+1,0	−3,1	+ 6°	+ 3,8	+6,1	+3,2	− 2,6	+ 3°	− 4,3	−2,6
23.11.0730	−1,0	−3,4	+5,3	−10°	+ 2,4	−1,4	−2,0	− 2,0	+ 2°	+ 2,1	+0,6
23.11.1330	+0,8	−3,3	−5,1	+10°	+ 5,0	+4,8	−1,6	− 8,1	+ 8°	− 8,2	−2,2
23.11.2130	+0,1	−3,9	−9,1	+17°	+11,4	+7,9	+0,8	−12,4	+13°	− 9,2	−5,0
7.12.0730	−3,3	−5,5	−2,5	+ 5°	+ 4,0	−1,3	−4,0	− 4,8	+ 5°	− 6,1	+0,1
7.12.1330	−0,7	−2,4	−4,4	+ 8°	+ 6,8	−0,4	−1,6	− 7,4	+ 8°	− 9,1	−0,5
7.12.2130	+1,7	−3,0	−3,1	+ 6°	+ 4,1	+1,3	+0,4	− 4,9	+ 5°	− 6,9	−3,0
29.12.2130	−4,7	−5,5	+0,3	− 1°	+ 2,0	−5,2	−6,2	− 1,2	+ 1°	+ 1,2	+4,5
30.12.0730	+3,0	−3,5	−2,0	+ 4°	+10,0	+1,0	−2,8	− 4,6	+ 5°	− 5,0	−0,2
30.12.2130	+6,6	+5,8	−2,4	+ 5°	+ 1,8	+7,4	+6,5	− 1,2	+ 1°	− 2,8	−0,4
1939											
25. 1.0730	−3,3	−1,0	−0,9	+ 2°	− 0,2	−4,2	−4,6	− 0,8	+ 1°	− 5,4	+1,2
25. 1.1330	+0,1	−3,9	−5,0	+10°	+ 5,0	−1,3	−1,0	− 3,3	+ 3°	− 8,5	−1,1
25. 1.2130	−1,8	−1,4	−6,3	+12°	+ 6,1	+1,7	0,0	− 4,6	+ 5°	− 8,7	−4,0
27. 2.0730	−1,8	− 6,1	−2,0	+ 4°	+ 1,7	−5,4	−6,0	− 1,1	+ 1°	− 3,5	−0,4
27. 2.1330	−1,8	+0,2	−4,9	+ 9°	+ 5,0	+2,2	+0,6	− 3,6	+ 4°	− 6,4	−1,6
27. 2.2130	−0,8	+0,1	−4,6	+ 9°	+ 0,6	+4,8	0,0	− 4,0	+ 4°	− 7,7	−1,2
16. 3.2130	−0,4	+1,1	−3,1	+ 6°	− 0,8	−2,7	−2,8	− 2,5	+ 3°	− 2,3	+3,5
17. 3.0730	+1,2	−1,2	−2,5	+ 5°	+ 6,4	−0,9	−1,4	− 4,9	+ 5°	− 3,1	+1,3
17. 3.1330	+2,5	−1,4	−4,5	+ 9°	+ 6,3	+0,7	−1,8	− 4,1	+ 4°	− 6,2	−2,1
17. 3.2130	+3,4	+1,4	−4,0	+ 8°	+ 4,6	+4,1	+3,2	− 4,0	+ 4°	− 5,7	−2,2
27. 4.2130	−0,6	−0,9	−0,9	+ 2°	+ 1,6	−0,6	−0,2	− 1,8	+ 2°	+ 1,2	+2,9
28. 4.0730	+3,2	−2,0	−3,1	+ 6°	+ 7,4	+1,0	0,0	− 5,7	+ 6°	− 4,7	−1,4
25.11.0730	+1,8	−1,5	−2,6	+ 5°	+ 3,3	0,0	−2,6	− 3,1	+ 3°	− 4,5	−1,5
25.11.1330	+5,4	−0,4	−3,5	+ 7°	+10,7	+1,9	−0,6	− 4,5	+ 5°	− 7,2	−2,4
25.11.2130	+9,2	+3,6	−4,5	+ 9°	+ 6,9	+9,3	+3,4	− 5,2	+ 5°	− 3,7	−1,8

Auf dem Gotthard ist die Erwärmung weniger stark, und die Werte von dT_m" weichen stark vom Mittelwert der Temperaturänderungen der Stationen Gotthard und Altdorf ab.

Die größere, von oben nach unten sich durchsetzende antizyklonale Erwärmung führt dann zu den bereits besprochenen grossen Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur und den Dichteunterschieden der Luft zwischen dem Gotthard und den Bergstationen des Alpenvorlandes.

In allen 13 Fällen ist im Anschluß an die erste Beobachtung eine Abschwächung der Staulage bzw. Verstärkung der Föhnlage eingetreten.

Auf diese Weise lassen sich also Luftmassenänderungen feststellen, die vorerst oberhalb des Alpenkammes eine negative Gradientänderung veranlassen. Damit ist aber wiederum ein wertvolles prognostisches Hilfsmittel vorhanden, um die durch antizyklonales Absinken entstehende dynamische Erwärmung vorauszusehen, die eine Abschwächung der Staulage zur Folge hat und zur Ausbildung einer Föhnlage führen kann.

4. Die Windverteilung bei Föhn und dessen Beginn und Ende

a) Die Windverteilung bei Südföhn

Aus 126 Fällen, in denen auf dem Gotthard Südwind festzustellen war, ergaben sich für die Stationen Lugano, Airolo, Göschenen und Altdorf die folgenden Windrichtungen:

Tabelle 22

	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N
Lugano	4	10	3	20	3	15	5	66
Airolo	1	9	18	40	1	27	28	2
Göschenen	—	—	1	106	—	—	—	19
Altdorf	9	12	38	18	3	3	43	—

Wenn auf dem Gotthard Südwind vorhanden ist, so hat Airolo nur in 47%, Lugano sogar nur in 21% der Fälle Winde aus dem Sektor SW-SE. Die prozentuale Häufigkeit der Winde aus dem Sektor SW-NE beträgt in Airolo 25%, in Lugano aber 60%.

Diese Windverteilung bestätigt im wesentlichen die Ergebnisse von Lammert[1]), wonach bei Südföhn auf der Luvseite vor-

wiegend nördliche Winde wehen, daß aber die nördliche Komponente bis in eine Höhe von ca. 1700 m/M entlang des Bergprofils allmählich zum Verschwinden kommt. Das Zentrum des Keils hohen Luftdruckes bei Südföhn befindet sich offenbar gerade entlang des Alpenkammes.

Die Windstärke ist bei Südföhn auf der Luvseite im allgemeinen schwach. In Lugano ist in 65% der Fälle die Windstärke 1, in den übrigen Fällen die Windstärke 0 vorhanden. In Airolo ist die Stärke des Windes bei Südföhn sogar in 88% der Fälle 0.

Die schwachen Winde auf der Luvseite lassen auch schwache Vertikalbewegungen der Luft vermuten. Damit hängt jedenfalls die im ersten Kapitel dieses Abschnittes erwähnte Tatsache zusammen, daß auf der Luvseite bei Südföhn nicht feuchtadiabatische Temperaturgradienten anzutreffen sind, sondern daß die unten lagernde potentiell kältere Luft durch die schwachen Winde gar nicht bis zum Alpenkamm hinauf befördert werden kann.

Bei Südwind auf dem Gotthard ist die prozentuale Häufigkeit der Winde aus dem Sektor SE-SW in Göschenen 85% und in Altdorf 47%. Häufig hat der Föhn eben die Energie nicht, um die im Tale lagernde Kaltluft wegzuräumen und gleitet dann über diese hinweg.

b) Die Windverteilung bei Nordföhn

In 160 Fällen, in denen auf dem Gotthard Nordwind festzustellen war, ergaben sich für die 4 Stationen die folgenden Windrichtungen:

Tabelle 23

	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N
Lugano	7	10	1	13	3	7	7	112
Airolo	2	9	6	10	—	32	94	7
Göschenen	—	1	1	51	—	—	—	107
Altdorf	22	23	17	4	4	7	69	14

Bei Nordwind auf dem Gotthard ist die prozentuale Häufigkeit der Winde aus Sektor NW-NE in Airolo 64% und in Lugano 79%.

In bezug auf die Windrichtung des Gotthards setzt sich also der Nordwind in Lugano häufiger durch als der Südwind in Altdorf, während es sich bei den Stationen Airolo und Göschenen gerade umgekehrt verhält.

Göschenen zeigt in 67%, Altdorf in 66% der Fälle Winde aus dem Sektor NW-NE. Auf der Luvseite stimmen also die Windrichtungen, bei Nordwind in der Höhe, häufiger mit der Windrichtung auf dem Gotthard überein als dies bei Südwind in der Höhe bei den Stationen Airolo und Lugano der Fall war.

Die 33% der Fälle, in denen Göschenen bereits Winde aus Sektor Süd aufweist, während auf dem Gotthard noch Nordwinde wehen, befinden sich immer am Ende einer Stau- und am Beginn einer Föhnlage, wie noch gezeigt werden wird.

Windstärke 0 ist in Altdorf in 74%, in Göschenen dagegen nur in 49% der Fälle vorhanden.

Altdorf hat eine durchschnittliche Windstärke von 0,5 und Göschenen von 0,8. Bei Südföhn betragen die entsprechenden Windstärken für Lugano 0,6 und für Airolo 0,1. Es sind also im Mittel auf der Luvseite bei Nordföhn stärkere Winde vorhanden als bei Südföhn. Da damit auf der Alpennordseite bei Nordwind jedenfalls auch etwas stärkere Vertikalbewegungen der Luft entlang des Bergprofils auftreten, so erscheint es verständlich, daß hier die Temperaturgradienten etwas näher bei den feuchtadiabatischen liegen als dies bei Südföhn südwärts der Alpen der Fall war.

c) Das Einsetzen des Föhns an den Stationen Gotthard und Göschenen

In Tabelle 24 sind die Windrichtungen und Windstärken beim Beginn der 21 besprochenen typischen Föhnlagen an den Stationen Gotthard und Göschenen angegeben. Die Tabelle zeigt immer die Windrichtungen an 3 aufeinanderfolgenden Terminbeobachtungen, wobei das angegebene Datum der mittleren Beobachtung entspricht.

In 17 der 21 Föhnlagen erfolgt die Drehung des Windes auf Sektor Süd eindeutig zuerst in Göschenen, und in 2 Fällen drehen die Winde nach den Terminbeobachtungen an beiden Stationen gleichzeitig auf Sektor Süd. Nur in 2 Fällen zeigt Göschenen noch Nordwind, während auf dem Gotthard bereits Ost- bzw. Südwind weht.

In 17 Fällen hat Göschenen ebenfalls schon Südwind, während auf dem Jungfraujoch noch nördliche Winde wehen. In 2 Fällen erfolgt die Drehung an beiden Stationen gleichzeitig und nur in den restlichen 2 Fällen setzte der Südwind auf dem Jungfraujoch zuerst ein.

Aus diesem Anfangsstadium hat sich der Föhn dann weiter entwickelt und in 16 von den 21 Fällen bis nach Altdorf durchgesetzt.

Tabelle 24

		Windrichtung und Windstärke					
		Gotthard—Göschenen		Gotthard—Göschenen		Gotthard—Göschenen	
1938	14. 1. 2130	N 1	S 0	N 1	S 2	S 1	S 2
	28. 1. 1330	N 3	S 1	N 1	S 0	S 2	S 4
	26. 5. 1330	N 0	S 0	N 0	N 1	S 1	S 1
	19. 11. 0730	N 1	N 1	N 0	S 3	S 1	S 0
	23. 11. 0730	N 2	N 1	N 1	S 2	S 1	S 2
	25. 11. 2130	N 2	N 0	N 1	S 2	S 1	S 2
	7. 12. 2130	N 1	S 2	N 1	S 2	S 1	S 2
	10. 12. 0730	N 1	S 3	N 1	S 2	S 1	S 2
	18. 12. 1330	S 1	E 0	S 2	S 0	S 2	S 1
1939	4. 1. 1330	N 1	N 0	N 0	S 2	S 1	S 1
	9. 1. 2130	N 0	S 3	N 0	S 1	S 0	S 2
	14. 1. 0730	N 1	S 1	N 1	S 2	S 1	S 2
	25. 1. 0730	N 3	N 0	N 0	S 2	S 2	S 1
	22. 2. 0730	N 1	N 0	S 1	S 0	S 1	S 1
	14. 4. 0730	N 0	S 1	E 1	S 2	S 1	S 2
	25. 4. 0730	N 1	N 0	E 2	N 0	S 1	S 0
	6. 5. 0730	N 0	N 0	N 0	S 0	S 1	S 1
	11. 10. 2130	N 1	N 0	S 1	S 0	S 1	S 1
	18. 10. 0730	N 1	S 3	N 1	S 2	S 2	S 3
	31. 10. 0730	N 0	S 0	S 0	S 1	S 0	S 0
	5. 11. 2130	N 2	S 0	N 2	S 3	S 0	S 1

In 19 von 21 Fällen ist immer noch ein Staugradient vorhanden, wenn in Göschenen der Südwind einsetzt.

Bei Föhnbeginn in Göschenen ist die virtuellpotentielle Temperatur auf dem Rochers de Naye im Mittel bereits um 2,5° höher als auf dem Gotthard. Schon die Beobachtung, die dem Einsetzen des Südwindes in Göschenen vorausgeht, zeigt eine im Mittel um 1,0° höhere virtuellpotentielle Temperatur auf dem Rochers de Naye im Vergleich zum Gotthard.

Das isobare Dichtegefälle der Luftmassen vom Alpenkamm gegen das nördliche Alpenvorland stellt sich in der Regel bereits ein, bevor das antizyklonale Abgleiten der Luft am Nordhang der Alpen festgestellt werden kann.

d) Die Verhältnisse vor dem Einsetzen des Föhns in Altdorf

Der Föhn setzt in Altdorf immer bedeutend später ein als in Göschenen und auf dem Gotthard, meist mit dem Maximum des Föhngradienten oder unmittelbar vorher.

Es werden nun 25 Fälle betrachtet, in denen sich der Föhn bis nach Altdorf durchsetzte. Die Terminbeobachtungen, die dem Föhnbeginn in Altdorf vorausgingen, zeigen folgendes:

In 17 Fällen ist zwischen Gotthard und Göschenen ein adiabatischer oder überadiabatischer Temperaturgradient vorhanden. Das sind 68% aller Fälle. Im Mittel der 135 Fälle mit Südwind $\geqq 1$ in Göschenen war aber nur in 62% der Fälle ein adiabatischer oder überadiabatischer Gradient festzustellen. Adiabatische oder überadiabatische Verhältnisse sind also zwischen Gotthard—Göschenen vor dem Durchgreifen des Föhns bis nach Altdorf etwas häufiger vorhanden.

Im Mittel nimmt die virtuellpotentielle Temperatur von oben nach unten ab. Vor dem Durchgreifen des Föhns bis nach Altdorf war aber die virtuellpotentielle Temperatur auf dem Rigi nur in 3 Fällen (12%) kleiner als auf dem Gotthard. Die Differenz der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen Rigi—Gotthard $\triangle \vartheta_v$ erreichte folgende Werte:

$0{,}0^0 - 1{,}9^0$	in 6 Fällen (24%)
$2{,}0^0 - 3{,}9^0$	in 10 Fällen (40%)
$\geqq 4{,}0^0$	in 6 Fällen (24%)

In 16 von 25 Fällen, also mit einer Häufigkeit von 64%, ist die virtuellpotentielle Temperatur auf dem Rigi um mindestens 2^0 größer als auf dem Gotthard.

Dem Einsetzen des Föhns in Altdorf geht also auf dem Rigi meistens ein im Vergleich zum Gotthard hoher Wert von ϑ_v voraus.

e) Die Verhältnisse bei Föhn in Altdorf

Von 72 Fällen, in denen der Föhn in Altdorf mit einer Windstärke $\geqq 1$ wehte, war in 50 (70%) der Fälle zwischen Gotthard—Göschenen ein adiabatischer oder überadiabatischer Temperaturgradient vorhanden, also etwas häufiger als unmittelbar vor dem Einsetzen des Föhns.

Die Differenz $\triangle \vartheta_v$ zwischen Rigi—Gotthard erreichte folgende Werte:

$< 0^0$	1 Fall (1%)
$0{,}0^0 - 1{,}9^0$	8 Fälle (11%)
$2{,}0^0 - 3{,}9^0$	42 Fälle (59%)
$\geqq 4{,}0^0$	21 Fälle (29%)

In 63 (88%) Fällen ist also die virtuellpotentielle Temperatur vom Rigi um mindestens 2^0 größer als auf dem Gotthard. Mit dem Einsetzen des Föhns in Altdorf wird also die Differenz $\triangle \vartheta_v$ noch größer.

f) Die Verhältnisse unmittelbar vor dem Ende des Föhns

Es werden 14 Fälle betrachtet, die dem Ende des Föhns in Altdorf unmittelbar vorausgehen. Dabei zeigt sich, daß nur in 6 (43%) von 14 Fällen noch adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten zwischen Gotthard—Göschenen festzustellen sind.

Die Differenz $\triangle \vartheta_v$ zwischen Rigi—Gotthard erreichte folgende Werte:

$< 0^0$	1 Fall (7%)
$0{,}0^0 - 1{,}9^0$	7 Fälle (50%)
$\geqq 2{,}0^0$	6 Fälle (43%)

Während vor Beginn des Föhns der Unterschied der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen Rigi—Gotthard in 64% und bei Föhn in Altdorf in 88% der Fälle $\geqq 2^0$ war, so ist dies nun unmittelbar vor dem Ende des Föhns nur noch mit einer prozentualen Häufigkeit von 43% der Fall.

In diesen 14 Fällen wurden noch die Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur unter den Bergstationen des Alpenvorlandes gebildet. Dabei zeigte sich folgendes:

zwischen Rochers—Pilatus ist in 11 Fällen (79%) $\triangle \vartheta_v' < 0^0$
zwischen Rochers—Säntis ist in 12 Fällen (86%) $\triangle \vartheta_v'' < 0^0$
zwischen Rochers—Rigi ist in 9 Fällen (64%) $\triangle \vartheta_v''' < 0^0$

Im Durchschnitt der 14 Fälle ist die virtuellpotentielle Temperatur vom Rochers de Naye nur noch um $1{,}7^0$ und auf dem Rigi noch um $1{,}3^0$ größer als diejenige auf dem Gotthard. Die mittleren maximalen Differenzen von ϑ_v der 21 Föhnlagen waren dagegen (Tabelle 1):

zwischen Rochers de Naye—Gotthard	$7{,}6^0$
zwischen Rigi—Gotthard	$5{,}8^0$

In 8 von den 14 Fällen konnte den 63 Fall- und Steiggebieten des Luftdruckes die thermische Druckänderung zwischen Rochers de Naye—Montreux und zwischen Säntis—Sargans entnommen werden. Die Differenz der sich daraus ergebenden Änderung der Mitteltemperatur zwischen dem westlichen und dem östlichen Stationspaar war in allen 8 Fällen $\triangle dT_m'' < 0^0$.

Aus all diesen Feststellungen ergibt sich, daß die potentiell tiefere Temperatur der westlichen Bergstation gegenüber den östlich gelegenen Stationen, sowie der allmähliche Ausgleich der Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen den Bergstationen des Alpenvorlandes und dem Gotthard auf die einbrechende Kaltluft hinweisen, die bis zur nächsten Beobachtung das Ende des Föhns in Altdorf herbeiführt.

g) Die Verhältnisse unmittelbar nach dem Ende des Föhns in Altdorf

Im folgenden werden in den 14 vorherigen Fällen die Beobachtungen betrachtet, die unmittelbar auf das Föhnende in Altdorf folgten.

Adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten waren zwischen Gotthard—Göschenen nur noch in 3 Fällen (21%) vorhanden.

In 10 Fällen (71%) ist die virtuellpotentielle Temperatur auf dem Rigi kleiner als auf dem Gotthard. Im Mittel der 14 Fälle ist ϑ_v auf dem Rochers de Naye und auf dem Rigi bereits um 1,9° niedriger als auf dem Gotthard. Die föhnige Erwärmung im Alpenvorland ist also verschwunden.

Die Differenzen der virtuellpotentiellen Temperatur zwischen den Bergstationen des Alpenvorlandes zeigen folgendes:

in 13 Fällen ist	$\triangle \vartheta_v' < 0^0$
in 14 Fällen ist	$\triangle \vartheta_v'' < 0^0$
in 9 Fällen ist	$\triangle \vartheta_v''' < 0^0$

In einigen dieser Fälle sind die Bergstationen bereits eingenebelt, womit es notwendig ist, noch die Differenzen der virtuellfeuchtpotentiellen Temperatur zu betrachten. Wenn man nur das Vorzeichen berücksichtigt, so ändert sich zwischen Rochers de Naye—Pilatus und zwischen Rochers de Naye—Säntis nichts; dagegen ist ϑ_v^* auf dem Rigi nun in 11 Fällen größer als auf dem Rochers de Naye.

In 9 von den 14 Fällen ist immer noch ein Föhngradient vorhanden. Die kleinere virtuellpotentielle Temperatur vom Rochers de Naye gegenüber den östlich gelegenen Stationen und dem Gotthard zeigt aber die weitere Abschwächung der Föhnlage bzw. Verstärkung der Staulage an.

In den 14 Fällen trat das Föhnende 12mal in Altdorf zuerst und 2mal in Altdorf und Göschenen gleichzeitig ein.

In Göschenen war das Ende das Föhns in 8 Fällen vor und in 2 Fällen erst nach dem Föhnende auf dem Gotthard festzustellen. In 4 Fällen trat die Drehung auf Sektor Nord an beiden Stationen gleichzeitig ein.

Werden auch noch die Fälle berücksichtigt, in denen sich der Föhn nicht bis nach Altdorf durchgesetzt hat, so erfolgt von 24 Fällen das Föhnende in Göschenen in bezug auf den Gotthard:

in 16 Fällen	vorher
5 Fällen	gleichzeitig
und in 3 Fällen	nachher

Die einbrechende Kaltluft bringt also in den meisten Fällen den Föhn von unten nach oben zum Erlöschen, wie auch bereits Ficker[3]) festgestellt hat.

h) Die Vertikalgeschwindigkeit des Föhns

Im zweiten Kapitel dieses Abschnittes wurde festgestellt, daß die bei Föhnlage aus Süden herangeführte Luft auf dem Gotthard rund 7° kälter und damit bedeutend dichter ist als die Luft, die sich gleichzeitig im gleichen Druckniveau über dem Pilatus befindet.

Setzen wir für den Gotthard: $T = 273^0$ und $p = 785$ mb
und für den Pilatus $T' = 280^0$ und $p' = 780$ mb

so erhalten wir nach Linke[4]) für die Luftdichten:

$\rho = 1002{,}5$ g/m³ $\qquad\qquad \rho' = 971$ g/m³

Mit der Annahme, daß die beiden verschiedenen Luftmassen nebeneinander liegen und sich die wärmere in Ruhe befindet, ergibt sich als Absinkbeschleunigung a der kälteren Luftmasse nach Chromow[5]):

$$a = \frac{dv}{dt} = -g \cdot (1 + \frac{\rho'}{\rho}) = g \cdot \frac{T - T'}{T'}$$

$$a = -9{,}81 \cdot \frac{7}{280} = -0{,}245$$

$$\underline{a = -0{,}245 \text{ m/s}^2}$$

Aus der Formel $v = \sqrt{2 \cdot a \cdot h}$ ergibt sich für die Absinkgeschwindigkeit der dichteren Luftmasse 1000 m weiter unten:

$$v = \sqrt{2 \cdot 0{,}245 \cdot 1000}$$
$$\underline{v = 22 \text{ m/s}}$$

Wenn man bedenkt, daß die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit im Mittel zwischen Gotthard—Göschenen nur den 14. Teil und zwischen Gotthard—Altdorf nur den 24. Teil der Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit betragen muß, um dem abfallenden Geländeprofil zu folgen, so ist die Annahme wohl berechtigt, daß die Ursache des Hinuntersteigens des Föhns in die Täler in den großen Dichteunterschieden der Luft zwischen dem Alpenkamm und den Bergstationen des Alpenvorlandes liegt.

Vermutlich ist das isobare Temperaturgefälle bei Föhn vom Pilatus bis zum Gotthard in der Nähe des Alpenkammes am stärk-

sten, wodurch sich die absteigende Bewegung der Luft hier am besten entwickelt. Diese Annahme wird durch die im letzten Kapitel erwähnte Tatsache wahrscheinlich gemacht, daß die errechnete Änderung des Nord-Südgradienten des Luftdruckes in der Höhe zwischen Gotthard—Göschenen, also in unmittelbarer Nähe des Alpenkammes, am kräftigsten ist. Kräftige negative Gradientänderungen zwischen diesen beiden Stationen kann man sich nämlich so entstanden denken, daß die Luftsäule über Göschenen eine kräftige Erwärmung aufweist, während in der Luftsäule über dem Gotthard nur eine schwächere Erwärmung oder sogar eine Abkühlung eintritt.

Damit auch stürmischer Föhn im Gotthardgebiet hangabwärts weht, genügt es, wenn er eine Vertikalkomponente der Geschwindigkeit von 1 bis 1,5 m/s aufweist.

5. Spezialuntersuchungen

In diesem Kapitel sind einige Föhnlagen beschrieben, die bei den Untersuchungen im Frutt- und Pilatusgebiet auftraten.

Aus dem umfangreichen Beobachtungsmaterial sind nur einige typische Fälle zur Darstellung gelangt. Weitere Beispiele, mit vollständiger graphischer Darstellung der Kurven von Temperatur, potentieller, aequivalenter und aequivalentpotentieller Temperatur, sowie relativer und spezifischer Feuchtigkeit, finden sich im Original der Dissertation S. 112 bis 136.

a) Der Einfluß der Geländebeschaffenheit zwischen Stöckalp und Frutt

Am Beispiel der Meßfahrt vom 13. April 1942 um 0730 sei in Abb. 4 gezeigt, wie sich bei Schönwetterlage am Morgen die Geländebeschaffenheit zwischen Stöckalp und Frutt auf den Verlauf von Temperatur und Feuchtigkeit auswirkt (vgl. auch Abb. 1 S. 10).

Zwischen Stansstad (440 m/M) und Stöckalp (1075 m/M) beträgt der Temperaturgradient $\gamma = 0{,}7^0$. Über dem Talkessel von Stöckalp, der ein Sammelbecken für die von den umliegenden Hängen abfließende Kaltluft darstellt, befindet sich eine ausgeprägte Temperaturinversion von $7{,}8^0$, die bis in eine Höhe von 1875 m/M reicht.

In 1940 m/M, dem höchsten Punkt der Meßstrecke, wurde eine Temperatur von $6{,}8^0$, auf der Endstation Frutt in 1900 m/M eine Temperatur von $1{,}3^0$ gemessen. Diese Inversion von $5{,}5^0$ ist durch

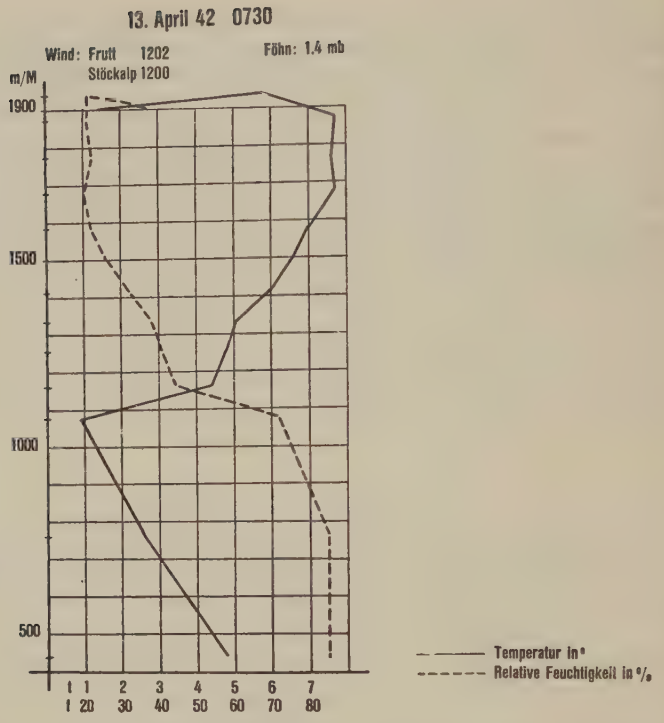

Abb. 4

Die lokalen Einflüsse auf den Temperaturverlauf bei Schönwetterlage.

die Ansammlung von Kaltluft oberhalb des Melchsees (1887 m/M) bedingt.

Die Inversion oberhalb des Melchsees wurde am 13. April 1942 um 0630 bereits gemessen und ergab folgende Werte für die Temperatur t und die relative Feuchtigkeit f:

Tabelle 25

	t	f
1935 m/M (Kuppe)	+ 2,2°	22 %
1903 m/M (Hang)	— 1,0°	—
1887 m/M (Seehöhe)	—10,6°	71 %

Die Inversion ist im untersten Bereich am stärksten und erreicht bei einem Höhenunterschied von 48 m den außerordentlichen Betrag von 12,8°.

In Abb. 4 ist die Temperaturabnahme von 1,9°/65 m im obersten Teil der Meßstrecke auffallend. Dieser überadiabatische Temperaturgradient ist ebenfalls noch eine Auswirkung der Inversion oberhalb des Melchsees, die jedenfalls über den Meßpunkt 11 (Abb. 1) hinausreicht und hier eine zu niedrige Temperatur bewirkt.

Es zeigt sich damit, daß selbst eine Kuppenstation durch einen unter ihr liegenden Kaltluftsee beeinflußt werden kann und dadurch eine zu tiefe Temperatur gegenüber derjenigen in der freien Atmosphäre aufweist.

Die durch die lokalen Verhältnisse bedingten Abweichungen des Temperaturverlaufes waren besonders ausgeprägt bei Schönwetterlage am frühen Morgen. Sie ließen sich jedoch auch bei den meisten andern Meßfahrten in abgeschwächter Form nachweisen und waren nur dann nicht vorhanden, wenn Nebel die Bildung von Inversionen verhinderte, oder wenn diese durch kräftige Winde in den betreffenden Geländeabschnitten weggeräumt wurden.

b) Südföhnlagen zwischen Stöckalp und Frutt

9. März 1942

Wetterlage:

Nach dem Durchgang einer Okklusion mit Kaltfrontcharakter in der Nacht auf den 8. März hat der Wind an diesem Tage um 1330 auf der Frutt von Sektor Nord auf Süd gedreht.

Am 9. März um 0800 war noch ein Staugradient von 2,7 mb vorhanden, der aber bis 1400 bereits in einen Föhngradienten von 0,3 mb übergegangen ist.

Eine aus Westen heranziehende Okklusion hat die Schweiz am Nachmittag des 10. März erreicht und Niederschläge verursacht.

Diskussion der Kurven:

Die Abb. 5 und 6 zeigen deutlich, wie sich die Temperatur- und Feuchtigkeitskurve bereits bei der Ausbildung einer schwachen Föhnlage verändert.

Am 9. März um 0800 reicht eine Inversion von 6,8° von 1075 m/M bis auf 1878 m/M. Bis um 1615 ist die Obergrenze der Inversion auf 1586 m/M abgesunken, und darüber hat sich ein überadiabatischer Temperaturgradient eingestellt.

Mit dem Absinken der Inversion, deren Obergrenze sich am 10. März um 0750 auf 1163 m/M befindet, setzt sich auch eine Abnahme der relativen Feuchtigkeit von oben nach unten durch.

Die Temperaturzunahmen in gleicher Höhe, die sich bei bildender Föhnlage einstellen, nehmen von oben nach unten zu.

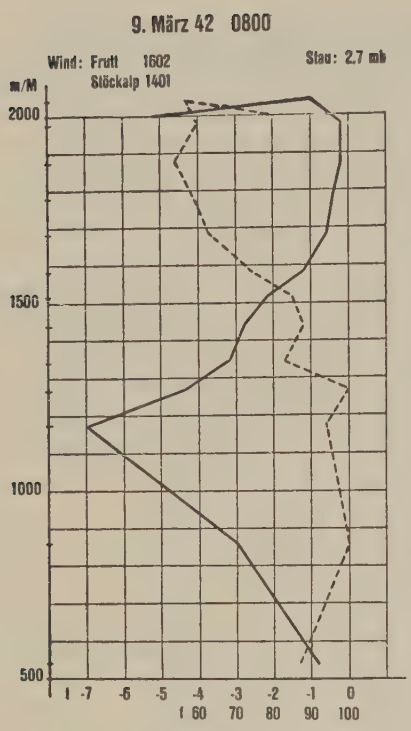

Abb. 5

Beginnende Föhnlage. Hochnebel von 800 bis 1000 m/M. Darüber heiter.

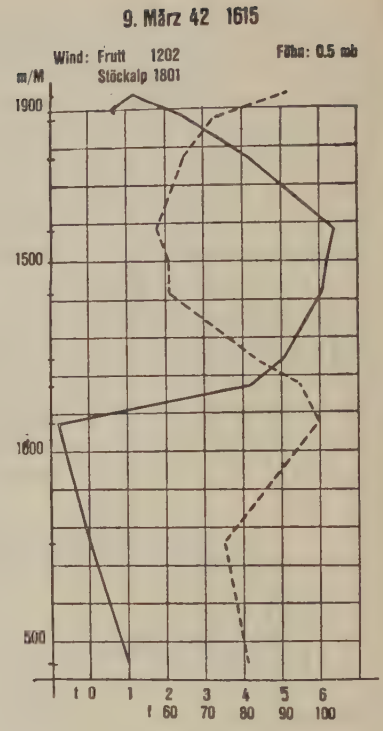

Abb. 6

Leichte Föhnlage. Hochnebel von 900 bis 1100 m/M. Darüber heiter.

12. bis 14. März 1942

Wetterlage:

Die durch die Okklusion vom 10. März eingeleitete Schlechtwetterlage hat bei ausgiebigen Niederschlägen bis am 12. März mittags angehalten. An diesem Tag hat dann der Wind um 1615 auf der Frutt von Sektor Nord auf Süd gedreht, und im Süden erschienen einige Föhnwolken, die den beginnenden Föhn ankündigten.

Ab 13. März bildet sich eine Föhnlage, die bis am 15. März anhält und die aus Westen heranziehenden Störungen stark abschwächt. Am Abend des 13. März erhielt die Westschweiz etwas Niederschlag.

Diskussion der Kurven:

Abb. 7 zeigt die Verhältnisse auf der Rückseite einer Störung. Im ganzen Meßbereich sind Nebelbänke vorhanden, und die relative Feuchtigkeit schwankt zwischen 95 bis 100%.

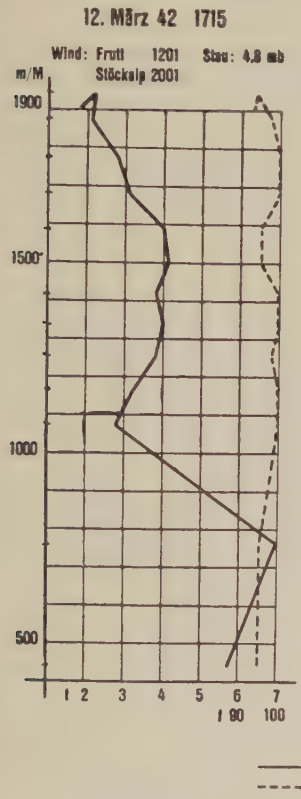

Abb. 7

Rückseite einer Störung. Nebelbänke in verschiedenen Höhen. Föhnwolken im Süden.

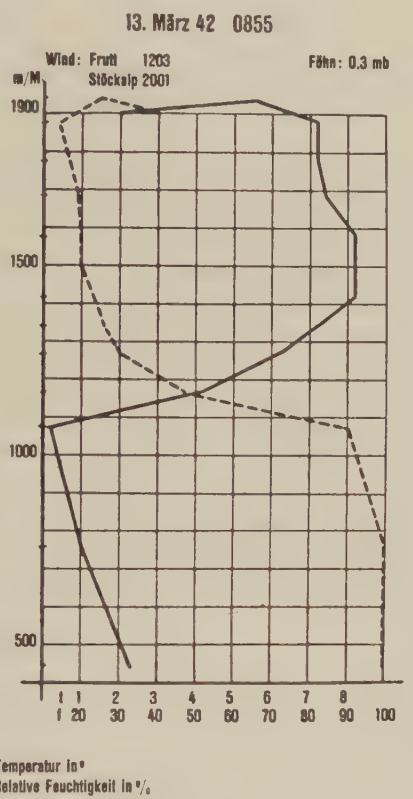

Abb. 8

Beginnende Föhnlage. Bodennebel mit Obergrenze in 800 m/M. Darüber stark bewölkt durch ci und ac.

Temperatur in °
Relative Feuchtigkeit in %

Der Staugradient von 4,8 mb am 12. März um 1400 ist bis am 13. März um 0730 in einen Föhngradienten von 0,3 mb übergegangen.

Die Temperaturänderungen dt und $d\vartheta_{ae}$ und die Änderungen der relativen Feuchtigkeit df und der spezifischen Feuchtigkeit dq betragen von der Meßfahrt am 12. März um 1715 bis zu derjenigen am 13. März um 0855 in den einzelnen Höhen:

Tabelle 26

	dt	$d\vartheta_{ae}$	df	dq
1878 m/M	+5,1°	−6,0°	−84%	−4,4
1418 m/M	+4,4°	−5,8°	−77%	−4,0
1168 m/M	+1,0°	−6,2°	−53%	−2,7
1075 m/M	−2,6°	−6,2°	−10%	−1,3
440 m/M	−3,4°	−5,5°	+ 5%	−1,2

Die Temperatur auf 1940 m/M ist wegen der Inversion oberhalb des Melchsees zu tief.

Mit Beginn der Föhnlage ist die Temperatur oberhalb 1100 m/M gestiegen, darunter noch gefallen.

Die aequivalentpotentielle Temperatur ist dagegen in allen Höhen um 5 bis 6° gefallen. Diese bemerkenswerte Tatsache ist auf die starke Abnahme der relativen und spezifischen Feuchtigkeit in der Höhe zurückzuführen, wodurch hier der Wärmegehalt der Luft, den die aequivalentpotentielle Temperatur charakterisiert, stark verringert wurde.

In 1878 m/M ist die relative Feuchtigkeit um 84% auf 14% und die spezifische Feuchtigkeit um 4,4 g auf 1,1 g gefallen.

Die Änderungen der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit waren am 13. März von 0855 bis 1710:

Tabelle 27

	dt	df
1878 m/M	−2,8°	+37%
1418 m/M	+0,6°	+ 9%

Die relative und die spezifische Feuchtigkeit haben im Laufe des Tages, besonders im oberen Meßbereich, wieder zugenommen.

Um **1710** (Abb. 9) hat sich der trockenadiabatische Temperaturgradient, bei einem SE Wind von 10 m/s auf der Frutt, bis auf 1418 m/M hinunter durchgesetzt. Damit wurde zwischen 1418 bis 1878 m/M der Temperaturgradient $\gamma = 0{,}96°$. Die potentielle Temperatur nimmt in diesem Bereich nur um 0,1° mit der Höhe zu.

Vom 13. März um 1710 bis am 14. März um 0725 (Abb. 10) sind in den einzelnen Höhen folgende Temperaturänderungen eingetreten:

in 1878 m/M	−2,6°
in 1418 m/M	−3,2°
in 1337 m/M	−2,0°
in 1165 m/M	+5,5°
in 1075 m/M	+1,0°
in 760 m/M	−4,0°

Die föhnige Erwärmung hat sich also weiter nach unten durchgesetzt, während die Temperatur gleichzeitig im oberen Meßbereich und in 760 m/M gefallen ist.

Die Obergrenze der Inversion ist von 1588 m/M am 13. März um 0855 bis um 1710 auf 1418 m/M und bis am 14. März um

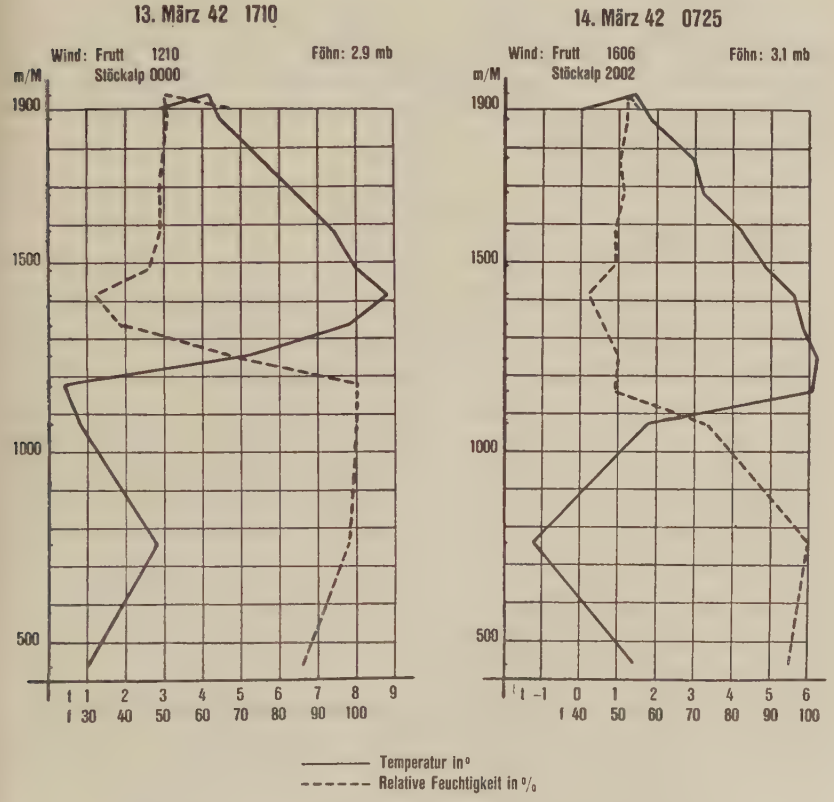

Abb. 9

Föhnlage. Hochnebel von 700 bis 1200 m/M. Darüber stark bewölkt durch ci.

Abb. 10

Föhnlage. Hochnebel mit Obergrenze in 800 m/M. Darüber leicht bewölkt durch ci und ac.

0725 auf 1245 m/M abgesunken. Im Zusammenhang damit hat sich die Obergrenze der Hochnebeldecke von 1200 m/M auf 800 m/M gesenkt.

Bei einem Südwind von 6 m/s auf der Frutt zeigt Abb. 10 im oberen Meßbereich immer noch weitgehend adiabatische Temperaturverhältnisse.

Am 14. März waren die Temperaturänderungen von 0725 bis 1730:

in 1878 m/M	+1,4°
in 1165 m/M	+1,1°
in 1075 m/M	+3,4°
in 760 m/M	+9,0°

Mit der kräftigen Erwärmung, die nun auch in 760 m/M eingetreten ist, hat sich die Obergrenze der Inversion bis auf diese Höhe gesenkt. Die Temperaturzunahme von 440 m/M bis 760 m/M beträgt noch 4,2°. Die Hochnebeldecke hat sich im Laufe des Tages vollständig aufgelöst.

7. April 1942

Wetterlage:

Föhnlage mit einem Maximum des Föhngradienten von 8,8 mb um 1330. Der Himmel ist stark bewölkt bis bedeckt. Eine Warmfront hat die Schweiz am Morgen passiert, aber nur der Westschweiz und dem Jura leichte Niederschläge gebracht. Eine Kaltfront erreichte mittags Genf, die nachmittags die Schweiz durchquert und den Abschluß der Föhnlage mit starken Niederschlägen gebracht hat. Am Abend des 8. April war ein Staugradient von 3 mb vorhanden.

Diskussion der Kurven:

Bei der Meßfahrt um 0805 (Abb. 11) weht auf der Frutt ein SSE Wind von 12 m/s, während auf der Stöckalp ein Südwind von 2 m/s vorhanden war.

Die Werte der potentiellen Temperatur sind bis auf 1775 m/M, diejenigen der aequivalentpotentiellen Temperatur bis auf 1585 m/M hinunter fast genau konstant.

Die Kaltfront, die mittags Genf passierte, hat Stansstad um 1530, die Frutt dagegen erst um 1730 mit Schneefällen erreicht.

Die zweite Meßfahrt am 7. April wurde von 1700 bis 1725, also unmittelbar vor dem Eintreffen der Kaltfront durchgeführt.

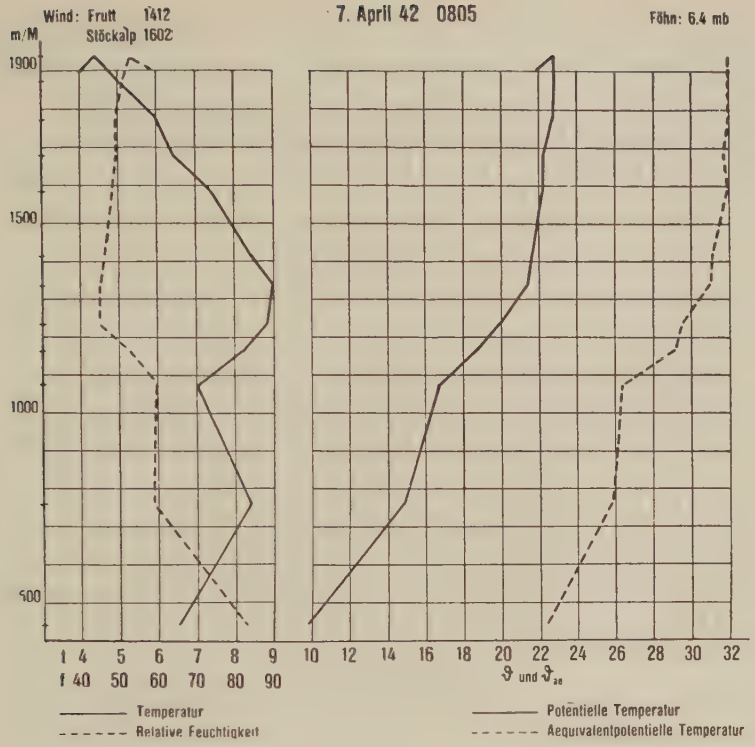

Abb. 11

Föhnlage. Bedeckt durch cs, as ┼ ac und st.

Abb. 12 zeigt, daß bereits vor der Kaltfront eine Labilisierung der Luftmassen eintritt. Deutlich geht dies auch aus den Temperaturänderungen hervor, die von 0805 bis 1710 in den einzelnen Höhen eintraten:

Tabelle 28

	dt	$d\vartheta_{ae}$	dq
1940 m/M	—2,6°	+2,2°	+1,9
1685 m/M	—2,6°	+3,1°	+2,4
1335 m/M	—2,2°	+4,2°	+2,3
1165 m/M	+0,2°	+5,8°	+2,3
1075 m/M	+2,2°	+8,3°	+2,1
760 m/M	+3,0°	+9,8°	+2,6
440 m/M	+5,1°	+9,2°	+2,2

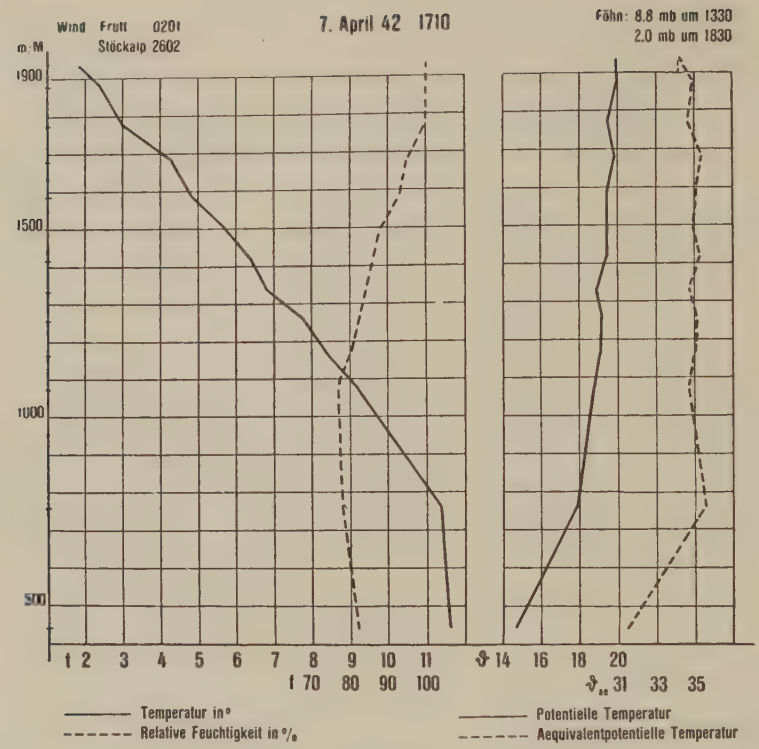

Abb. 12

Ende der Föhnlage. Um 1730 wird das Fruttgebiet von einer Kaltfront mit Schneefällen erreicht.

Die Temperatur ist in der Niederung infolge der Wegräumung der Bodenkaltluftschicht gestiegen, oberhalb 1200 m/M dagegen gefallen.

Die aequivalentpotentielle Temperatur ist wegen der Zunahme der spezifischen Feuchtigkeit in allen Höhen gestiegen, in der Niederung jedoch bedeutend stärker.

Die Kurven der potentiellen und aequivalentpotentiellen Temperatur haben sich bis auf 760 m/M hinunter dem senkrechten Verlauf genähert, wie dies beim Übergang einer Föhn- in eine Staulage immer der Fall ist.

Die aequivalentpotentielle Temperatur beträgt in 760 m/M 35,6° und in 1941 m/M 34,2°. Sie nimmt also mit der Höhe ab, was auf eine feuchtlabile Schichtung hinweist.

Die Wolkendecke war während der Meßfahrt um 1710 in raschem Absinken begriffen. Ab 1730 haben Schneefälle eingesetzt, die bis am 15. April 15 cm Neuschnee brachten.

Vom 7. April um 1630 bis 8. April um 0730 ist auf der Frutt die Temperatur um 3,5° und die aequivalentpotentielle Temperatur um 7,3° gefallen.

25. März 1943

Wetterlage:

Vom 20. bis 28. März bestand eine Föhnlage. Der maximale Gradient war am 24. März um 1330 mit 9,9 mb vorhanden.

Nach dem Thermo-Hygrogramm auf der Frutt fiel die relative Feuchtigkeit am 23. März bis um 1200 auf 25%, und die Temperatur stieg von 0800 bis 1200 von —5° auf +4°.

Der eigentliche Föhnsturm mit Windstärken > 10 m/s setzte erst am Abend des 24. März ein und erreichte sein Maximum am 25. März um 2130 mit 23 m/s (Durchschnitt von 3 Min.).

Vom 24. März mittags bis 26. März mittags schwankte die Temperatur auf der Frutt nur zwischen 3 bis 5°.

Am 28. März ging die Föhnlage zu Ende, und am 29. März traten bei einer Staulage von 12 mb mäßige Schneefälle ein.

Diskussion der Kurven:

Zahlreiche Einzelmessungen ohne Schwebebahn haben bereits am Vormittag des 25. März zwischen Stöckalp und Frutt einen weitgehend adiabatischen Temperaturverlauf gezeigt. Gleichzeitig waren auf der Frutt Windstärken von 14 bis 19 m/s vorhanden.

Von 1320 bis 1340 wurde mit der Schwebebahn, bei einem Südsturm von 18 m/s auf der Frutt, eine Meßfahrt durchgeführt. Auf der Stöckalp war gleichzeitig ein Südwind von 5 m/s vorhanden, der aber mit der Höhe rasch zunahm. Der Himmel war fast vollständig bedeckt, vorwiegend durch mittlere Wolken.

Zur Charakterisierung der Temperaturverhältnisse in der Niederung sind diesmal die Beobachtungsdaten der Station Luzern (460 m/M) verwendet worden.

Tabelle 29 und Abb. 13 enthalten die gemessenen und berechneten Temperatur- und Feuchtigkeitswerte.

Tabelle 29

Höhe	t	f	ϑ	t_{ae}	ϑ_{ae}	q
1935	4,8°	53	23,0°	13,5°	32,3°	3,6
1836	5,7°	51	23,0°	14,5°	32,4°	3,6
1769	6,5°	48	23,0°	15,3°	32,4°	3,5
1674	7,4°	45	23,1°	16,0°	32,2°	3,5
1578	8,5°	41	23,1°	16,8°	31,9°	3,4
1494	9,3°	42	23,1°	18,1°	32,4°	3,7
1419	10,0°	40	23,1°	18,7°	32,3°	3,6
1337	10,7°	40	23,0°	19,8°	32,5°	3,7
1160	12,3°	36	22,9°	21,2°	32,2°	3,7
1075	12,8°	37	22,6°	22,4°	32,6°	3,9
460	13,0°	65	16,6°	28,5°	32,3°	6,4

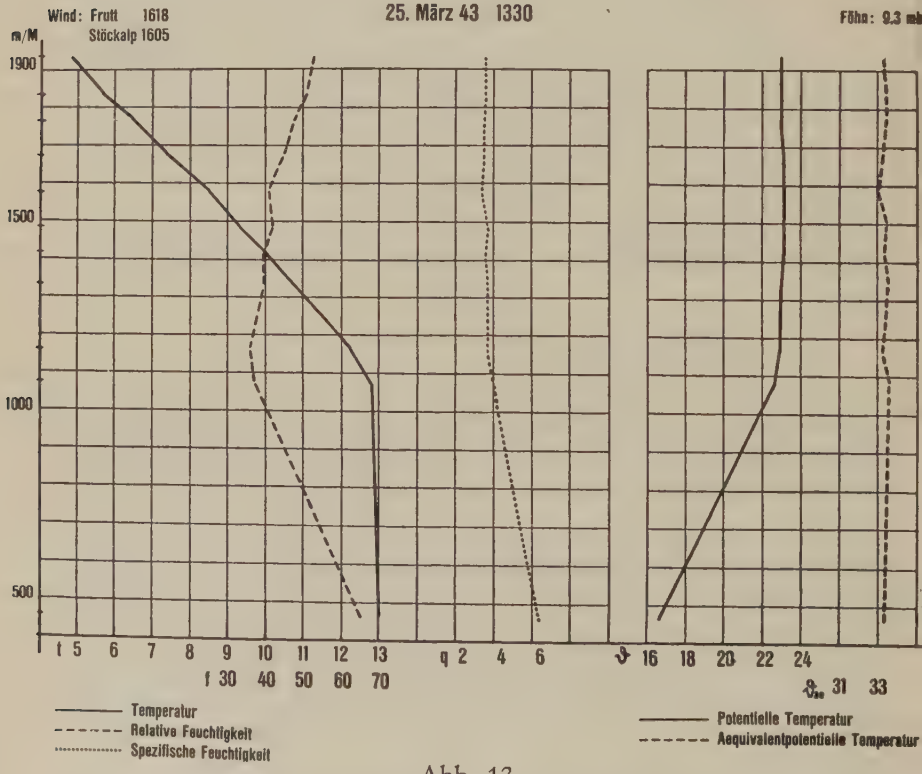

Abb. 13

Typische Föhnlage. Die Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung ist fast genau adiabatisch. Stark bewölkt bis bedeckt durch as + ac und st.

Der **Temperaturgradient** beträgt zwischen:

1075 bis 1935 m/M	$\gamma = 0{,}93^0$
1160 bis 1935 m/M	$\gamma = 0{,}97^0$
1337 bis 1935 m/M	$\gamma = 0{,}98^0$

Die **potentielle Temperatur** ist auf der Stöckalp nur um 0,4° kleiner als auf der Frutt. Zwischen 1337 bis 1935 m/M schwankt ϑ nur innerhalb 0,1°, bleibt also praktisch konstant.

Die **aequivalentpotentielle Temperatur:**

Sieht man vom Wert in 1578 m/M ab (dieser Wert ist wahrscheinlich infolge einer etwas ungenauen Feuchtigkeitsmessung zu gering), so schwankt ϑ_{ae} zwischen Stöckalp und Frutt nur innerhalb von 0,4°. Bedenkt man, daß ein Fehler der psychrometrischen Differenz von 0,2°, bei den vorliegenden Werten von Temperatur und Luftdruck, bereits einen Fehler von ϑ_{ae} von zirka 0,5° bewirkt, so darf wohl angenommen werden, daß diese Föhnströmung ziemlich genau konstante Werte der aequivalentpotentiellen Temperatur hatte.

Die **relative Feuchtigkeit** nimmt von oben nach unten ab, zeigt aber in 1578 m/M einen etwas zu tiefen und in 1075 m/M einen etwas zu hohen Wert.

Die spezifische Feuchtigkeit schwankt zwischen 1160 bis 1935 m/M nur innerhalb 0,3 g.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die adiabatischen Bedingungen einer absteigenden Luftströmung in diesem Falle erstaunlich genau erfüllt waren. Die Stöckalpinversion, die sich sonst bei Föhnlage durchwegs gezeigt hat, ist diesmal durch den Föhn vollständig weggeräumt worden. Dies scheint aber nur bei so lang andauernden und kräftigen Föhnlagen vorzukommen, wie die vorliegende eine war.

Der Verlauf der Föhnströmung über dem Talkessel von Stöckalp

Bei den Meßfahrten im März und April 1942 konnte festgestellt werden, daß sich bei mäßigem Föhn auf der Frutt adiabatische Verhältnisse meist nur bis auf eine Höhe von 1584 m/M oder 1417 m/M hinunter einstellen (Meßpunkt 7 bzw. 5 in Abb. 1, S. 10). Es scheint, daß sich die Föhnströmung in diesen Höhen meist vom Geländeprofil loslöst und über die im Tale liegende Kaltluft hinweggleitet. Oft wird wohl auch die Föhnströmung in die unten liegende Kaltluft eindringen, sich mit ihr mischen und damit eine Temperaturerhöhung, aber keine adiabatischen Temperaturgradienten erzeugen können.

Beobachtungen, die diese Annahme wahrscheinlich machen, sind am 8. März 1943 gemacht worden. An diesem Tage wurden um 0845 gleichzeitig in den folgenden Höhen die Temperatur, relative Feuchtigkeit, Windrichtung und Windstärke in m/s gemessen:

Tabelle 30

	t	f	Wind
1935 m/M	+0,6°	38%	SSE 14
1330 m/M	+0,7°	92%	SSW 1
1075 m/M	−3,2°	99%	SSW 2

Der Föhn setzt sich also, trotz der Windstärke von 14 m/s auf 1935 m/M, nicht bis in die unteren Regionen durch. Auf der Stöckalp lagert ein Kaltluftsee.

Während der Messungen konnte nun von 1330 m/M und von der Stöckalp aus beobachtet werden, daß sich ungefähr vom Meßpunkt 7 aus (1584 m/M) kleine Nebelfetzen vom Gelände loslösten, schräg gegen die Luft hinaus anstiegen und sich weiter vorn wieder auflösten, wie die Abb. 14 zeigt.

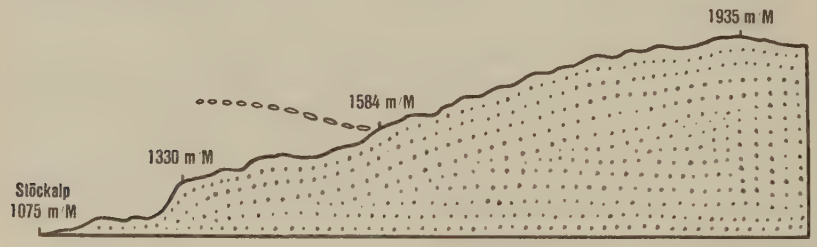

Abb. 14

Leichte Wolkenbildung an der Aufgleitfläche der Föhnströmung.

Es darf wohl angenommen werden, daß auf zirka 1584 m/M die Föhnströmung nicht mehr genügend Energie aufwies, um die unten lagernde Kaltluft zu verdrängen und deshalb über diese hinwegströmen mußte, wobei an der Aufgleitfläche die leichte Wolkenbildung verursacht wurde. Diese Erscheinung war ungefähr während einer Viertelstunde zu beobachten.

Am 8. März 1943 um 1915 konnte etwa 500 m unterhalb Stöckalp, auf der Straße gegen Melchthal, eine etwa 50 m breite

Zone mit aufgetauter Schneedecke festgestellt werden, während dieselbe weiter oben und weiter unten fest gefroren war. Nur in dieser schmalen Zone wehte ein schwacher, warmer Südwind.

Zu dieser Zeit war auf der Frutt immer noch ein Südwind von zirka 10 m/s vorhanden. Es scheint, daß sich die Föhnströmung wiederum in einer gewissen Höhe zwischen Frutt und Stöckalp vom Gelände abgehoben und über den Talkessel von Stöckalp hinwegbewegt hat, um erst an der aufgetauten Stelle zu Boden zu kommen und dann gleich wieder über die Kaltluft aufzusteigen.

Um diese Verhältnisse weiter zu klären, wurden bei der typischen Föhnlage am 25. März 1943 zwischen 1030 bis 1100 bei Meßpunkt 4 auf 1330 m/M (Abb. 14), oberhalb des Talkessels von Stöckalp, Nebelquellen eingesetzt und der dadurch sichtbar gewordene Verlauf der Föhnströmung beobachtet.

Die Föhnströmung verlief nicht gleichmäßig. Bei kleineren Windstärken bewegte sich die Nebelwolke fast horizontal und hob sich damit vom Geländeprofil auf 1330 m/M ab. Bei stärkeren Föhnstößen dagegen, die gegen Mittag immer häufiger auftraten, folgte die Nebelwolke mit Wirbelbildungen sehr gut dem steil abfallenden Geländeprofil gegen die Stöckalp hinunter.

c) Eine Südföhnlage im Pilatusgebiet

Wetterlage:

Vom 24. bis 31. Oktober 1942 bestand eine Föhnlage, die am Abend des 28. Oktober durch eine durchziehende Okklusion vorübergehend abgeschwächt wurde. Der Föhngradient war um 1830 noch 1,4 mb. Am 29. Oktober hat sich aber die Föhnlage rasch wieder verstärkt. An diesem Tage waren die Föhngradienten um

0730	1330	2130
6,1 mb	7,2 mb	9,4 mb

Am 29. Oktober war der Himmel durch mittlere und hohe Wolken stark bewölkt bis bedeckt.

Die Verhältnisse zwischen Pilatus—Luzern

Abb. 15 zeigt die Kurven der Temperatur und relativen Feuchtigkeit vom 29. Oktober um 0730, 1330 und 1630 zwischen Pilatus und Luzern.

Aus den Kurven ergibt sich zu den 3 angegebenen Zeiten:

0730:

Die Temperaturkurve zeigt 3 Inversionsschichten in folgenden Höhenintervallen:

von	440 bis 840 m/M	4,8°
von	930 bis 1120 m/M	3,2°
von	1410 bis 1625 m/M	4,2°

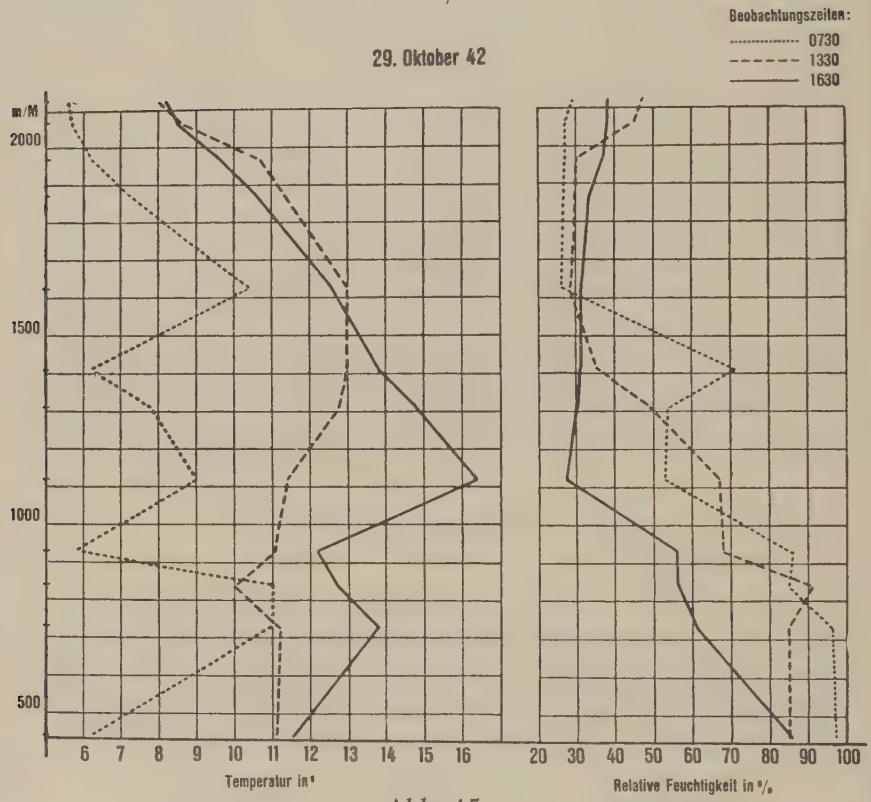

Abb. 15

Die Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung im Pilatusgebiet vor dem Vordringen des Föhns bis nach Luzern.

Die erste und zweite Inversion ist zur Hauptsache durch die Geländebeschaffenheit bedingt, während die Inversion von 1410 bis 1625 m/M durch föhnartiges Absinken der Luftmassen entstanden sein muß.

Von 1410 bis 1625 m/M findet eine Abnahme der relativen Feuchtigkeit um 45% statt.

Von 1625 bis 2123 m/M ist die relative Feuchtigkeit durchwegs unter 30%, und der Temperaturgradient beträgt in diesem Bereich $\gamma = 0{,}96^0$. Der Temperaturgradient ist also fast genau adiabatisch.

1330:

Die Obergrenze der Inversion ist immer noch in 1625 m/M. Aber von hier aus bis auf 1310 m/M hinunter ist fast Isothermie vorhanden.

Von 0730 bis 1330 sind in den einzelnen Höhen folgende Änderungen der Temperatur und relativen Feuchtigkeit eingetreten:

Tabelle 31

	dt	df
2123 m/M	+2,4°	+18%
1625 m/M	+2,6°	+ 2%
1410 m/M	+6,8°	—36%
1310 m/M	+5,0°	— 5%
1120 m/M	+2,4°	+14%

Die stärkste Erwärmung von 6,8° ist also in 1410 m/M bei gleichzeitiger starker Feuchtigkeitsabnahme eingetreten.

In 1120 m/M und oberhalb 1625 m/M hat die relative Feuchtigkeit zugenommen, und die Erwärmung war nur 2 bis 2,6°.

Von 1625 bis 2123 m/M beträgt der Temperaturgradient $\gamma = 1{,}00^0$, ist also schwach überadiabatisch. Die potentielle Temperatur nimmt in diesem Bereich um 0,2° ab.

In 1872 m/M und 1970 m/M ist die Temperatur wegen vorübergehender Sonneneinstrahlung zu hoch.

1630:

Die Obergrenze der Inversion ist bis auf 1120 m/M abgesunken. Von 930 bis 1120 m/M ist eine Inversion von 4,2° mit einer Abnahme der relativen Feuchtigkeit um 29% vorhanden.

Von 1330 bis 1630 sind in den einzelnen Höhen die in Tabelle 32 angegebenen Temperaturänderungen eingetreten.

Während um 1330 die stärkste Temperaturzunahme und Feuchtigkeitsabnahme in 1410 m/M anzutreffen war, treten nun die maximalen Änderungen dieser meteorologischen Elemente in 1120 m/M ein.

Von 1120 bis 2123 m/M beträgt der Temperaturgradient $\gamma = 0{,}82^0$.

Tabelle 32

	dt	df
2123 m/M	+0,2°	— 9%
1625 m/M	—0,4°	+ 3%
1410 m/M	+0,8°	— 4%
1310 m/M	+2,8°	—19%
1120 m/M	+5,0°	—40%
930 m/M	+1,1°	—12%

Von 1630 bis 1800 konnten noch folgende Änderungen von Temperatur und relativer Feuchtigkeit festgestellt werden:

Tabelle 33

	dt	df
2065 m/M	—0,9°	+ 8%
1410 m/M	—0.6°	+ 2%
840 m/M	+1.7°	—12%
440 m/M	—1,1°	+ 7%

Während in 440 m/M und oberhalb 1410 m/M die Temperatur bereits fällt, tritt in 840 m/M noch eine Temperaturzunahme und Feuchtigkeitsabnahme, entgegen dem täglichen Gang ein.

Ohne noch näher auf einzelne, durch die Geländebeschaffenheit bedingten Abweichungen des Temperatur- und Feuchtigkeitsverlaufes einzugehen, steht als wichtigstes Ergebnis fest, daß die Obergrenze der Inversion von 0730 bis 1630 mit zunehmender Föhnlage von 1625 m/M bis auf 1120 m/M abgesunken ist.

Oberhalb 1625 m/M ist von 0730 bis 1630 nur eine Temperaturzunahme von 2 bis 3°, im Bereich von 1120 bis 1410 m/M dagegen eine solche von 7 bis 8° erfolgt. Oberhalb 1625 m/M hat die relative Feuchtigkeit tagsüber wieder etwas zugenommen, darunter ist sie dagegen stark gefallen.

In Luzern wehten tagsüber nördliche Winde von 2 bis 3 m/s. Erst nach 1900 drehte der Wind in Luzern auf Sektor Süd, und es setzte ein Föhnsturm ein, der eine Stärke von 12 bis 16 m/s erreichte.

Aus dem Thermo-Hygrogramm von Luzern geht hervor:

Die Temperatur steigt von 1910 bis 2000 von 11,5° auf 19,5°, und bis 2100 auf 20,5°. Dieser Wert entspricht einer potentiellen Temperatur von 24,5°.

Von 1910 bis 2100 sinkt die relative Feuchtigkeit von 88% auf 35%.

Von 2200 bis 2300 fällt die Temperatur wieder auf 11°, und die relative Feuchtigkeit steigt auf 90%. Damit war der Föhn in Luzern beendet.

Die Ursachen des Föhneinbruches in Luzern

Die Tabelle 34 zeigt potentielle Temperatur, Windrichtung und Windstärke (nach klimatologischem Code).

Vom 29. Oktober um 0730 bis 30. Oktober um 0730 waren diese Werte an den 3 Stationen Pilatus, Station Nr. 9 (1120 m/M) und Luzern, die in den Bereich der Untersuchung gehörten, sowie an 8 weiteren klimatologischen Stationen, die folgenden:

Tabelle 34

	29 10. 42						30 10. 42	
	0730		1330		2130		0730	
	ϑ	Wind	ϑ	Wind	ϑ	Wind	ϑ	Wind
Lugano	9,6°	NNW 1	15,7°	ESE 1	12,9°	N 1	12,6°	W 1
Airolo	13,7°	NW 0	17,1°	NW 0	16,5°	NW 0	15,4°	NW 0
Gotthard	18,8°	SE 1	19,4°	SE 1	19,0°	SE 0	21,1°	SE 1
Göschenen	18,9°	S 1	21,0°	S 2	19,4°	S 1	21,2°	S 2
Altdorf	18,9°	SE 3	22,0°	SE 4	21,6°	S 3	21,1°	S 2
Luzern	10,0°	NNW 1	14,8°	N 1	24,5°	S 4	10,7°	NW 1
Rigi	23,6°	SSE 4	25,2°	S 3	25,0°	S 3	25,5°	SE 4
Nr. 9	19,6°	—	22,0°	—	27,0°	—	27,1°	—
Pilatus	25,9°	S 1	28,1°	S 1	28,0°	SW 4	27,5°	SW 2
Rochers	24,9°	S 2	29,3°	S 2	26,8°	SE 2	26,1°	SE 1
Säntis	25,9°	SSE 2	29,0°	SSE 2	26,6°	S 3	25,8°	SSW 3

Die ebenfalls berechnete virtuellpotentielle Temperatur ist, außer in Lugano und Luzern, an den 4 Terminbeobachtungen um weniger als 1° größer als die potentielle Temperatur.

Die Tabelle zeigt im wesentlichen eine Verteilung der potentiellen Temperatur, wie sie im zweiten Kapitel dieses Abschnittes dargelegt wurde. Auf der Alpensüdseite lagert die potentiell kälteste Luft, während zwischen Gotthard—Göschenen—Altdorf adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten vorhanden sind. Die Bergstationen des Alpenvorlandes zeigen die höchsten Werte der potentiellen Temperatur.

In Tabelle 35 sind die Differenzen der potentiellen Temperatur $\triangle \vartheta$ zwischen

Rigi (1787 m/M) — Gotthard (2096 m/M)
Pilatus (2123 m/M) — Gotthard (2096 m/M)
Nr. 9 (1120 m/M) — Göschenen (1107 m/M)
Luzern (440 m/M) — Altdorf (456 m/M)

gebildet.

Da um 1630 keine Beobachtungen der Stationen Gotthard, Göschenen, Altdorf und Rigi vorliegen, sind die Werte der potentiellen Temperatur dieser Stationen zwischen den Terminen 1330 und 2130 interpoliert.

Von 1330 bis 2130 beträgt die Änderung von ϑ:

auf dem Gotthard	$-0{,}4^0$
in Göschenen	$-1{,}6^0$
in Altdorf	$-0{,}4^0$
und auf dem Rigi	$-0{,}2^0$

Der Fehler, der durch die Interpolation entsteht, wird also bei diesen geringen Änderungen minim sein.

Tabelle 35

	29. 10. 42				30. 10. 42
$\triangle \vartheta$	0730	1330	1630	2130	0730
Rigi—Gotthard	+4,8°	+5,8°	+5,9°	+6,0°	+4,4°
Pilatus—Gotthard	+7,1°	+8,7°	+9,2°	+9,0°	+6,4°
Nr. 9—Göschenen	+0,7°	+1,0°	+7,0°	+7,6°	+5,9°
Luzern—Altdorf	−8,9°	−7,2°	−6,8°	+2,9°	−10,4°

Die potentielle Temperatur ist am 29. Oktober

auf dem Rigi um 5 bis 6^0
und auf dem Pilatus um 7 bis 9^0

höher als auf dem Gotthard.

Damit ist über dem Gotthard bedeutend dichtere Luft vorhanden als über dem Alpenvorland. Diese Tatsache dürfte, wie bereits ausgeführt, die Ursache sein, daß der Föhn eine vertikal absinkende Beschleunigung erhält und in die Täler hinuntersteigt.

In Altdorf weht der Föhn um 0730 und 1330 mit Windstärke 3 bis 4, während gleichzeitig in Luzern noch nördliche Winde vor-

handen sind. Die potentielle Temperatur ist in Luzern um 7 bis 9° niedriger als in Altdorf. In der Niederung herrscht also das umgekehrte, ungefähr gleich große Temperaturgefälle zwischen Alpen und Alpenvorland wie in der Höhe.

Die Station Nr. 9 am Pilatushang hat bis 1330 eine potentielle Temperatur, die nur wenig größer ist als diejenige von der fast gleich hoch gelegenen Station Göschenen. Im Laufe des Nachmittags sinkt aber die Inversion am Pilatushang rasch ab, und damit wird um 1630 die potentielle Temperatur in 1120 m/M um 7° höher als in entsprechender Höhe im Föhngebiet des Gotthards. In diesem Moment sind also auch in dieser Höhe die isobaren Dichteunterschiede der Luft zwischen Alpen und Alpenvorland beträchtlich geworden.

Gleichzeitig weht in Luzern immer noch ein NW Wind von 2 m/s.

Es darf jedenfalls angenommen werden, daß die im Laufe des Nachmittags am Pilatushang abgesunkene Inversion in engem Zusammenhang steht mit dem Durchdringen des Föhns bis nach Luzern am Abend des 29. Oktober.

Tagsüber ist der Föhn vermutlich nördlich von Altdorf über die Kaltluft der Niederung aufgestiegen, ist aber immer mehr in diese eingedrungen und hat sie damit fortlaufend abgebaut. Dabei wird das bedeutende isobare Temperaturgefälle von 7 bis 9° vom Alpenvorland gegen die Alpen, das sich tagsüber allmählich tiefer durchsetzte, die maßgebende Rolle gespielt haben, um dem Föhn die zur Wegschaffung der Kaltluftschicht der Niederung notwendige Absinkbeschleunigung zu erteilen.

Die potentielle Temperatur war beim Föhnsturm in Luzern um 2130 um 3,5° niedriger als auf dem Pilatus, aber um 2,9° höher als in Altdorf. Da nun die potentielle Temperatur auch bei Föhn in der Vertikalen mit der Höhe zunimmt, und die Stromlinien der Luft jedenfalls weitgehend mit den Linien gleicher potentieller Temperatur übereinstimmen, so folgt daraus, daß die potentiell wärmere Luft von Luzern aus größerer Höhe herabgestiegen sein muß als diejenige von Altdorf. Aus noch größerer Höhe muß die abgesunkene Luft stammen, die gleichzeitig auf dem Pilatus vorhanden war.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß die Kenntnis der räumlichen Verteilung der potentiellen Temperatur auf der Leeseite bei Südföhn ein wertvolles Hilfsmittel darstellt, um ein Tiefergreifen des Föhns, so wie dessen weiteres Vordringen bis in das Mittelland hinaus, vorauszusehen.

6. Theorie des Föhns

Früher nahm man an, daß der Föhn aus der Sahara stamme und deshalb so warm und trocken sei. Hann[6]) hat als erster darauf hingewiesen, daß die typischen Eigenschaften des Föhns erst nach dem Überwehen der Gebirgspässe, mit dem Hinuntersteigen in die Täler unter adiabatischer Erwärmung, entstehen.

L. Lammert[1]) fand, daß die Stromlinien der Luft bei Südföhn auf der Luvseite steiler und auf der Leeseite flacher verlaufen als die Linien gleicher aequivalentpotentieller bzw. potentieller Temperatur. Diese Tatsache wird in der betreffenden Arbeit damit begründet, daß der aufsteigenden Luft auf der Luvseite mehr Wärme zugeführt werde als der gelieferten Kondensationswärme entspreche. Beim Absteigen auf der Leeseite müsse dagegen ein Wärmeentzug stattfinden, und adiabatische Temperaturgradienten seien nur auf einzelne Föhnstöße beschränkt.

Die vorliegenden Untersuchungen aus dem Gotthard- und Fruttgebiet zeigen aber, daß die adiabatischen Bedingungen auf der Leeseite auch über größere Zeitintervalle sehr gut vorhanden sind, und sogar meist überadiabatische Temperaturgradienten bei vollständig sich durchsetzendem Föhn eintreten. Die letztere, für einen Fallwind typische Eigenschaft ist sowohl beim Südföhn wie beim Nordföhn zwischen Gotthard—Altdorf bzw. Gotthard—Lugano im Mittel vorhanden.

In Übereinstimmung mit Lammert wurde aber ebenfalls festgestellt, daß die aequivalentpotentielle Temperatur auf der Luvseite bei Süd- und Nordföhn mit der Höhe erheblich zunimmt und nicht annähernd adiabatische oder feuchtadiabatische Verhältnisse vorhanden sind. Zur Erklärung dieser Tatsache wird die Voraussetzung von Lammert, daß die Neigung der untersten Stromlinie der Luft auch auf der Luvseite mit der Neigung des Geländes übereinstimme, und die zusätzliche Wärmezufuhr durch Leitungs-, Mischungs- und Strahlungsvorgänge der aufsteigenden mit der sie umgebenden Luft erfolge, fallen gelassen und angenommen, daß die Stromlinien flacher als das Geländeprofil verlaufen. Diese Annahme wird als wahrscheinlich erachtet, weil die Winde auf der Luvseite bei Südföhn, und damit wohl auch die Vertikalbewegungen der Luft entlang des Geländeprofils, sehr schwach sind. Zudem zeigen die Winde in Airolo und vor allem in Lugano bei Südföhn häufig eine nördliche Komponente, sodaß also die Voraussetzungen, die nötig wären um die potentiell kälteste Luft der Niederung auf den Alpenkamm hinaufzubefördern, denkbar ungünstig sind.

Die Windverhältnisse auf der Südseite der Alpen bei Südföhn machen das Vorhandensein eines Luvwirbels mit horizontaler Achse wahrscheinlich, wie ein solcher in der erwähnten Arbeit von Lammert und auch von Wenger[7]) angenommen wird.

Ein seit Jahrzehnten umstrittenes Problem, über das eine reichhaltige Literatur existiert, ist die Ursache des Hinuntersteigens des «warmen, leichten» Föhns in die Täler. Eine Darstellung (exkl. Streiff) der Entwicklung der verschiedenen Ansichten enthält die Geschichte der Föhntheorie von Lehmann[8]).

Erstmals wurde das Problem des Hinuntersteigens des Föhns in die Täler durch Wild[9]) im Jahre 1868 zur Diskussion gestellt. Wild nahm an, daß sich im Tale eine Luftverdünnung einstelle, und der Föhn durch Ausbildung eines Leewirbels am oberen Ende des Tales in dieses herabgesaugt werde.

Zehn Jahre später vertrat R. Billwiller[10]) gegenüber Wild die Auffassung, daß die Föhnwinde unter dem ansaugenden Einfluß von Depressionen entstehen, die in der Nähe der Alpen durchziehen. Die im Norden der Alpen vorbeiziehenden Störungen sollen so den Südföhn erzeugen, während die Mittelmeerdepressionen die Bildung des Nordföhns zur Folge haben.

Grundlegend für die weitere Entwicklung der Ansichten über das Problem des Föhns sind die Innsbrucker Föhnstudien H. v. Fickers[11]) geworden.

Auf Grund seiner umfangreichen und wertvollen Untersuchungen unterscheidet Ficker drei Entwicklungsstadien des Föhns:

1. **Vorstadium:** Bei antizyklonalen Verhältnissen lagert in den Tälern ein Kaltluftsee, der in der Höhe durch eine antizyklonale Abgleitfläche mit Temperaturzunahme und Feuchtigkeitsabnahme nach oben begrenzt ist.

2. **Antizyklonalstadium:** Die Kaltluft fließt aus den Tälern ab, und zum Ersatz strömt die antizyklonale Warmluft nach. Im Moment, da die Obergrenze der Kaltluft unter eine Beobachtungsstation sinkt, tritt hier der typische Temperatur- und Feuchtigkeitssprung ein, und der Föhn hat damit eingesetzt.

   Auf der Alpensüdseite sind gleichzeitig noch antizyklonale Verhältnisse vorhanden, und die auf der Leeseite absteigende Luft fließt dem Alpenkamm noch horizontal zu.

3. **Stationäres Stadium:** Auf der Luvseite entwickelt sich eine aufsteigende Luftbewegung, und es tritt dort Bewölkungszunahme und Niederschlag ein.

Zur Frage des Absteigens des Föhns in die Täler entscheidet sich Ficker im wesentlichen zur Ansicht Billwillers. Billwillers Theorie konnte allerdings den früheren Beginn des Föhns im Hintergrund des Tales nicht erklären, und diese Tatsache stellte das Hauptargument dar, das Wild gegen Billwiller vorbrachte.

Diesen Einwand erledigt nun Ficker damit, daß er die Ursache, die zum Abfließen der Luftmassen aus den Tälern führt, nicht mehr in der Aspirationswirkung der durchziehenden Depressionen, sondern in den eigenen Dichteunterschieden dieser Kaltluft sieht. Der eigentliche Föhn setze an einer Station erst ein, nachdem die Obergrenze der Inversionsschicht unter deren Niveau gesunken sei, beginne in gleichen Höhen gleichzeitig und damit auch zuerst im Hintergrund des Tales.

Das restliche Durchdringen des Föhns bis nach Innsbruck kann Ficker allerdings nicht durch das Abfließen der Kaltluft erklären, da diese beidseitig von Innsbruck im Inntal, das quer zur Richtung der Föhnströmung verläuft, bestehen bleibt. In diesem Falle muß Ficker annehmen, daß die Kaltluft durch Mischungsvorgänge mit der absteigenden Warmluft allmählich weggeräumt werde. Diesen Vorgang bezeichnet Margules als «Auflecken» der kalten Luft durch die warme.

Ficker[12]) stellt einen grundsätzlichen Unterschied zwischen Süd- und Nordföhn fest. Er nimmt an, daß zur Entstehung beider Föhnarten die Bewegung kalter Luft auf der Nordseite der Alpen die primäre Rolle spielt. Bei Südföhn sei es die abfließende Kaltluft auf der Leeseite, bei Nordföhn dagegen die den Alpenkamm überfließende Kaltluftmasse, die den Grund zu einer absteigenden Luftbewegung darstellt. Ficker betrachtet das Absteigen der Luft bei Nordföhn als befriedigend erklärt, solange dadurch eine Abkühlung auf der Südseite eintritt, die abgesunkene Luft also dichter ist als die vorher bestehende. Im Moment wo der Nordföhn aber eine Erwärmung bewirke (im Mittel in zirka 1000 m/M), erlösche jedoch der Impuls zum Absinken, und die Luft müßte sich horizontal über die unten lagernde Kaltluft ausbreiten. Da sich nun aber der Nordföhn meist gleichwohl weiter nach unten durchsetzt und damit eine Erwärmung bewirkt, so nimmt nun Ficker an, daß von dieser Höhe an, wie bei Südföhn, ein primäres Abfließen der Kaltluft stattfinden müsse. Oberhalb 1000 m/M bezeichnet Ficker den Nordföhn als boraartigen Fallwind, darunter als föhnartigen Fallwind.

Abb. 16 dient zur Veranschaulichung der Theorie Fickers:

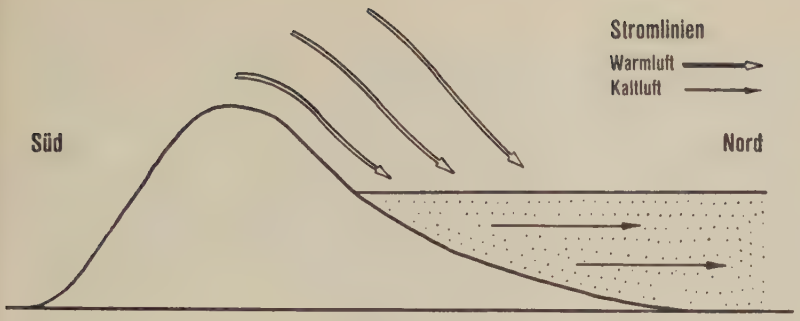

Abb. 16

Die Entwicklung des Föhns nach Ficker:

Als Ersatz der nach Norden abfließenden Kaltluftschicht der Niederung strömt vom Alpenkamm die potentiell wärmere Luft in die Tiefe. Die Obergrenze der Inversion senkt sich dadurch, und mit ihrem Durchgang setzt der Föhn an Stationen gleicher Höhe gleichzeitig ein.

Später hat Streiff-Becker[13]) die Ansicht Wilds in etwas veränderter Form aufgegriffen und folgende drei Stadien unterschieden, die zum Hinuntersteigen des Föhns in die Täler führen:

1. Einsatz des Höhenwindes infolge Druckgradient und Aspiration der Depression.
2. Entstehung eines luftverdünnten Raumes im Lee durch Injektorwirkung.
3. Niederbruch der Höhenluft infolge eigener Schwere in das eben sich bildende Vakuum als Föhn und Wiederanstieg an der trägen Kaltluftschicht der Tiefe oder Ausräumung derselben.

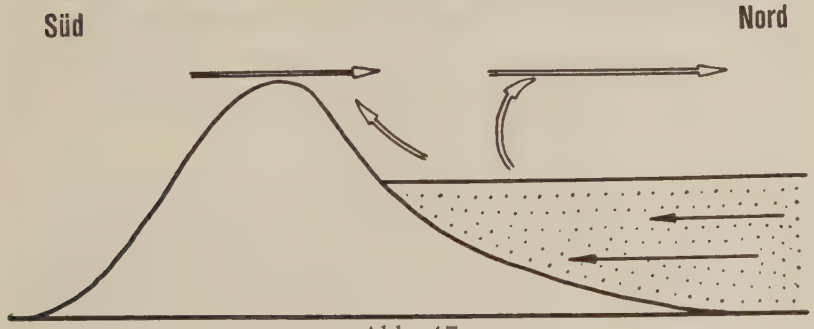

Abb. 17

Föhnentwicklung nach Streiff-Becker:

1. Einsatz des Höhenwindes und Bildung eines luftverdünnten Raumes auf der Leeseite.

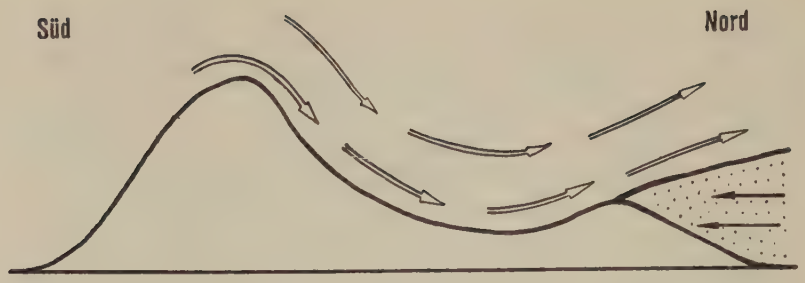

Abb. 18

Föhnentwicklung nach Streiff-Becker:

2. Einbruch der Höhenluft in den luftverdünnten Raum als Föhn und Ausräumung der Bodenkaltluftschicht oder Überschiebung derselben.

Die Abb. 17 und 18 veranschaulichen die wesentlichen Punkte der Theorie Streiffs:

Eine Auseinandersetzung von Ficker und Streiff-Becker über ihre Theorien zur Entstehung des Föhns hat im Jahre 1931 zu keiner Einigung geführt[14]) [15]).

Auf Grund unserer Untersuchungen, bei denen die räumliche Verteilung der meteorologischen Elemente ebenfalls berücksichtigt ist, ergibt sich folgendes Bild über die Entwicklung des Föhns, das rein schematisch in den Abb. 19 bis 22 veranschaulicht ist:

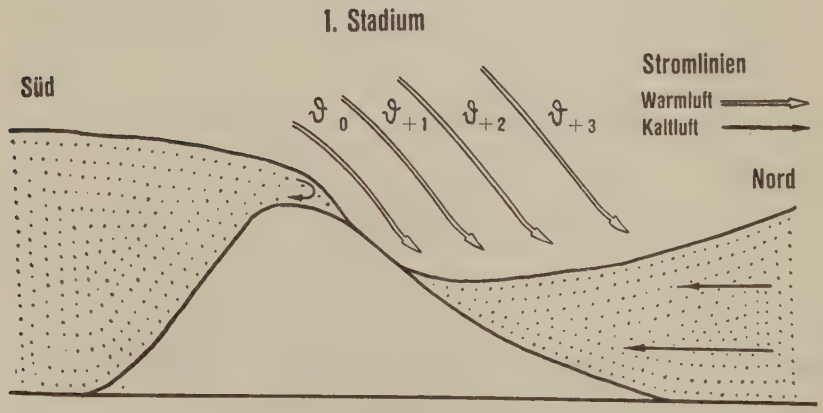

Abb. 19

Antizyklonales Absinken der Luftmassen bei beginnender Föhnlage.

Bei noch bestehender Staulage mit nördlichen Winden in der Niederung und auf dem Alpenkamm, setzt in der Höhe durch antizyklonales Absinken eine Erwärmung ein, verbunden mit einer starken Abnahme der relativen und spezifischen Feuchtigkeit.

Es darf angenommen werden, daß ein absinkendes Luftteilchen mit einer Linie gleicher potentieller Temperatur zusammenfällt, und daß diese über dem Alpenkamm mit der Höhe zunimmt. Da die Höhen des nördlichen Alpenvorlandes absinkende Luftmassen erhalten, die aus größerer Höhe stammen und deshalb eine höhere potentielle Temperatur aufweisen, so ist die Temperaturerhöhung hier auch größer als über dem Alpenkamm. Auf der Südseite der Alpen findet gleichzeitig noch ein Temperaturfall statt.

Das antizyklonale Abgleiten der Luftmassen kann als schwacher Südwind am Nordhang der Alpen bereits festgestellt werden, wenn auf dem Alpenkamm gleichzeitig noch Nordwind weht.

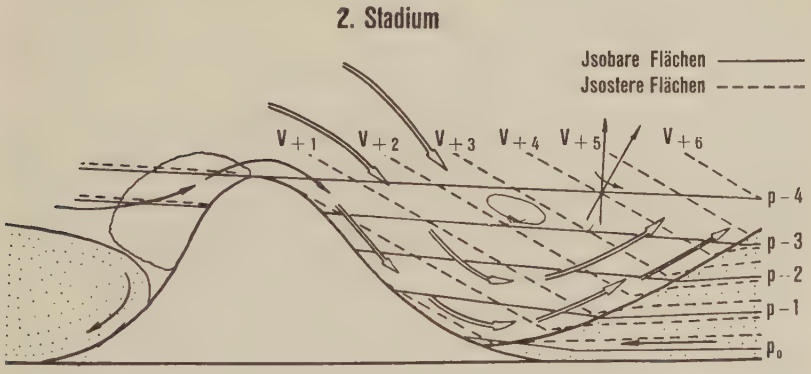

Abb. 20

Ausbildung eines Solenoidfeldes, das der Föhnströmung die kinetische Energie zur Ausräumung der Bodenkaltluftschicht verschafft.

Die Temperaturänderungen entgegengesetzten Vorzeichens beidseits der Alpen, verbunden mit dem Druckfallgebiet einer heranziehenden Depression, führen zur Abschwächung des Staugradienten und allmählich zur Ausbildung einer Föhnlage. Der Wind dreht auch auf dem Alpenkamm auf Sektor Süd, und das isobare Temperaturgefälle vom nördlichen Alpenvorland bis zum Alpenkamm verstärkt sich noch weiter und erreicht im Mittel zwischen Pilatus und Gotthard 7°, in extremen Fällen über 10°. Vom Gotthard zum Pilatus findet ein entsprechendes Dichtegefälle statt, sodaß

also über dem Alpenkamm im gleichen Druckniveau die dichteste Luft lagert.

Durch diese räumliche Druck- und Temperatur- bzw. Dichteverteilung schneiden sich die isobaren und isosteren Flächen auf der Leeseite, und es entsteht ein baroklines Feld. Dieses Solenoidfeld, das eine Zirkulation zur Folge hat, die vom Volumenaszendenten zum Druckgradienten gerichtet ist, hat also eine absinkende Komponente der südlichen Kaltluftströmung auf der Nordseite der Alpen zur Folge. Die kinetische Energie der absinkenden Föhnströmung bewirkt die Ausräumung der Bodenkaltluftschicht und den Abfluß derselben. Vielfach gelingt es der Föhnströmung nur die Kaltluft entlang des Alpenkammes wegzuräumen und wird dann entlang der Bodenkaltluftschicht, in der meist noch nördliche Winde wehen, zum Aufgleiten gezwungen. Das Hinuntersteigen und weitere Vordringen des Föhns steht in engem Zusammenhang mit der weiteren Ausbildung des Solenoidfeldes über dem nördlichen Alpenvorland.

Damit der Föhn dem absteigenden Geländeprofil folgt, muß die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit zwischen Gotthard und Göschenen, wie sich aus der Neigung des Geländes errechnet, im Mittel nur den 14. Teil und zwischen Gotthard und Altdorf nur den 24. Teil der Horizontalkomponente der Windgeschwindigkeit betragen. Die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit von 1 bis 2 m/s, die nötig ist, damit auch stürmischer Föhn dem abfallenden Geländeprofil folgt, kann durch das isobare Dichtegefälle der Luftmassen und das bestehende Solenoidfeld, das vermutlich entlang der Alpen am kräftigsten entwickelt ist, erklärt werden.

Die Zirkulationsbeschleunigung der Luftmassen längs einer geschlossenen Kurve

$$\frac{dC}{dt} = - \oint v \cdot dp = N$$

C = Zirkulation
v = spezifisches Volumen
N = Zahl der Solenoide

ist nach Bjerknes[16]) gleich der
Zahl der von der Luftströmung in positivem Sinn vom Volumenaszendenten zum Druckgradienten umkreisten isobar-isosteren Solenoide.

Aus obiger Formel folgt mit $v = \frac{R \cdot T}{p}$:

$$\frac{dC}{dt} = - R \cdot \oint T \cdot d (\ln p).$$

Setzen wir die Mitteltemperatur in der Vertikalen im Gotthardgebiet T_a und diejenige im Pilatusgebiet T_b, so ergibt das Linienintegral, da dieses längs der isobaren Kurvenstücke verschwindet:

$$\frac{dC}{dt} = -R \cdot \ln 10 \cdot (T_b - T_a) \cdot \log \frac{p_1}{p_0}.$$

Setzen wir: $T_b - T_a = 7^0$

$p_1 = 700$ mb

$p_0 = 900$ mb

$R = 287 \frac{m^2 s^{-2}}{grad}$,

so ergibt die Ausrechnung:

$$\frac{dC}{dt} = N = 505 \text{ Solenoide}$$

Mit der Annahme, daß sich die mittlere Temperaturdifferenz von 7^0 zwischen Gotthard und Pilatus (Entfernung zirka 50 km) bei Föhnlage auf das Druckintervall von 700 bis 900 mb erstreckt, so ergeben sich in diesem Bereich 505 Solenoide. Da diese Solenoide in arbeitsgewinnendem Sinn umkreist werden, so errechnen sich damit große Zirkulationsenergien, die jedenfalls zu einem großen Teil zur Wegschaffung der Bodenkaltluftschicht benötigt werden.

Mit der Voraussetzung, daß die 505 Solenoide vollständig umkreist werden, so errechnet sich bei zeitlich unverändertem Solenoidfeld und ohne Berücksichtigung der Reibung bereits nach 3 Stunden eine Zirkulation von 5454000 m^2/s und eine mittlere Geschwindigkeit längs der Kurve von über 54 m/s.

Die große kinetische Energie des Föhns beruht jedenfalls nicht nur auf der Größe des Druckgradienten, sondern ist im wesentlichen eine Folge des beschriebenen gut entwickelten Solenoidfeldes nordwärts der Alpen.

Während auf der Leeseite längs des Bergprofils adiabatische oder überadiabatische Temperaturgradienten anzutreffen sind, ergeben sich auf der Luvseite nicht angenähert feuchtadiabatische Gradienten. Die Stromlinien verlaufen hier flacher als das Geländeprofil und in der Niederung muß, wegen der meist nördlichen Winde, ein Luvwirbel angenommen werden.

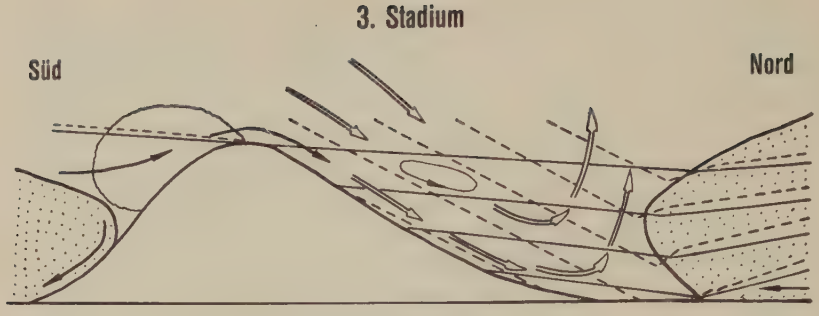

Abb. 21

Die heranziehende Kaltfront zerstört das Solenoidfeld und bringt die Föhnlage zum Abschluß.

Durch die aus NW heranziehende Kaltfront wird das Solenoidfeld zerstört. Die isosteren Flächen verlaufen in der Kaltluft fast parallel zu den isobaren Flächen, das Feld wird also barotrop. Das isobare Dichtegefälle zwischen Alpenkamm und Alpenvorland wird ausgeglichen, und der Föhn von unten nach oben zum Erlöschen gebracht.

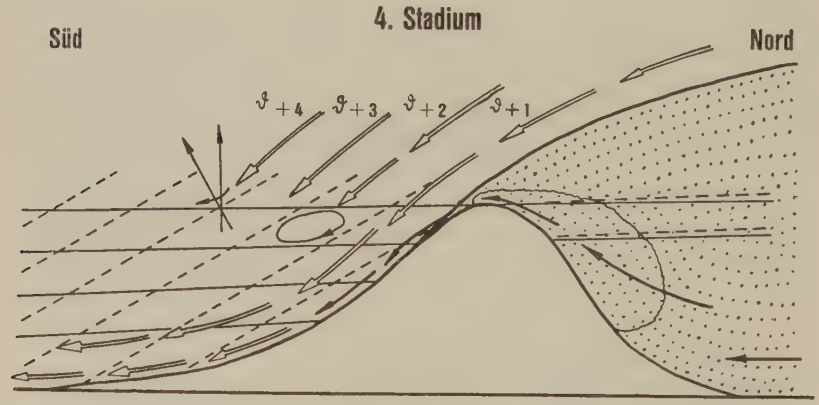

Abb. 22

Auf der Alpennordseite entsteht durch die eingebrochenen Kaltluftmassen eine Staulage. Auf der Alpensüdseite entwickelt sich ein Solenoidfeld, das ebenfalls ein Tiefergreifen der Nordföhnströmung zur Folge hat.

Während auf der Alpennordseite der Luftdruck mit der hereinbrechenden Kaltluft steigt, setzt sich auf der Alpensüdseite der stratosphärische Druckfall ungestört bis in die Niederung durch, so daß der Föhngradient in einen Staugradienten umgewandelt wird.

Die Winde drehen auf Sektor Nord, und die Kaltluft dringt unter adiabatischer Erwärmung in das südliche Alpenvorland ein, wo sie aber in den weitaus meisten Fällen eine Erwärmung bewirkt, die nur wenig kleiner ist als die entsprechende Temperaturerhöhung bei Südföhn auf der Alpennordseite. Durch das Absinken potentiell wärmerer Luft aus der Höhe bildet sich auf der Leeseite wiederum ein Solenoidfeld aus, das eine absteigende Komponente der Nordföhnströmung bewirkt.

Auf der Luvseite besteht kein oder nur ein schwaches Dichtegefälle der Luftmassen vom Alpenvorland gegen den Alpenkamm.

Die bei Süd- und Nordföhn festgestellten Verhältnisse erlauben einzelne Zusammenhänge prognostisch zu verwerten; sie werden in den folgenden Regeln zusammengefaßt:

1. (Vor dem Stadium 1):
   Eine antizyklonale Erwärmung, die zur Abschwächung einer Staulage und vielfach zur Ausbildung einer Föhnlage führt, setzt immer dann ein, wenn die thermische Druckänderung zwischen den Stationen Jungfraujoch—Interlaken schon negativ ist, während die Temperatur noch an beiden Stationen fällt (s. Tabelle 21, S. 54).

2. (Zum Stadium 1 und vor dem Stadium 2):
   Ein isobares Dichtegefälle der Luftmassen über dem nördlichen Alpenvorland von Osten nach Westen und vom Alpenkamm nach Norden hat eine Abschwächung der Staulage bzw. eine Ausbildung und Verstärkung einer Föhnlage zur Folge (s. Tabelle 18, S. 50 und Tabelle 20, S. 53).

3. (Zum Stadium 2):
   Eine Verstärkung des isobaren Dichtegefälles zwischen Alpenkamm und Alpenvorland, so wie dessen Verschiebung in tiefere Schichten, hat im Zusammenhang mit dem dadurch eintretenden Zuwachs der Solenoidzahl, ein weiteres Absinken und Vordringen des Föhns bis ins Mittelland hinein zur Folge (Hinweis auf «c) Eine Südföhnlage im Pilatusgebiet», s. S. 77 bis 83).

4. (Zu den Stadien 3 und 4):
   Ein isobares Dichtegefälle der Luftmassen von Westen nach Osten, so wie vom Alpenvorland gegen den Alpenkamm, hat das Ende der Föhnlage bzw. eine Verstärkung der Staulage zur Folge (s. Tabelle 19, S. 51 und Tabelle 20, S. 53).

Weitere Regeln ergeben sich aus einer vergleichenden Betrachtung der gleichzeitigen meteorologischen Vorgänge an allen Stationspaaren nord- und südwärts der Alpen.

Zwischen Süd- und Nordföhn kann kein grundsätzlicher Unterschied festgestellt werden.

Auf der Luvseite ist das Feld der isobaren und isosteren Flächen im wesentlichen barotrop. Auf der Leeseite haben wir dagegen ein deutlich ausgeprägtes baroklines Feld, das als die wesentliche gleichartige Ursache betrachtet wird, die zum Hinuntersteigen beider Föhnarten in die Täler führt.

Die Besonderheiten des Föhnverlaufes in verschiedenen Gegenden sind jedenfalls in erster Linie durch die Geländebeschaffenheit und den damit verbundenen Änderungen des Solenoidfeldes bedingt.

Die adiabatischen Verhältnisse, so wie die entsprechenden Temperaturänderungen in der Niederung beidseits der Alpen, sind bei Süd- und Nordföhn ebenfalls im wesentlichen die gleichen. Auf dem Gotthard findet dagegen bei der Ausbildung einer Südföhnlage, als Auswirkung der antizyklonalen Erwärmung, ein leichter Temperaturanstieg, vor dem Beginn des Nordföhns aber immer eine mäßige Abkühlung statt.

Die primären Vorgänge, die zur Ausbildung der beiden Föhnarten führen, finden meistens durch die zyklonale Tätigkeit auf der Alpennordseite statt. Bei der Ausbildung einer Südföhnlage ist es die antizyklonale Erwärmung mit dem präfrontalen Druckfallgebiet vor einer Warmfront, bei der Ausbildung einer Nordföhnlage dagegen die zyklonale Abkühlung mit dem postfrontalen Steiggebiet einer Kaltfront, die die wesentlichen Änderungen des Nord-Südgradienten des Luftdruckes verursachen.

III. Hochnebel

Im folgenden sind die Hochnebellagen beschrieben, die während der Untersuchungen im Frutt- und Pilatusgebiet auftraten, und es wird versucht, die Ergebnisse prognostisch zu verwerten.

1. Hochnebellagen im Fruttgebiet

9. bis 10. März 1942

Wetterlage:

Nachdem am 7. und 8. März maritime Polarluft eingebrochen war, hat sich auf der Rückseite der Störung am 9. März eine Hochnebeldecke gebildet, die von 800 bis 1100 m/M reichte und am 10. März vor einer heranziehenden Okklusion aufgelöst wurde.

Diskussion der Kurven (Abb. 5 und 6, S. 66):

Während sich in der Niederung die polare Kaltluft auch am 9. März unter der Hochnebeldecke erhalten hat, ist in der Höhe unter Föhneinfluß starke Erwärmung eingetreten, wie die Temperaturänderungen vom 8. März um 1015 bis 9. März um 0800 zeigen:

In 1941 m/M	+6,4°
1584 m/M	+4,6°
1250 m/M	+1,7°
760 m/M	0,0°
440 m/M	−0,4°

Oberhalb der Hochnebeldecke findet man am 9. März um 0800 eine Inversion von 6,8° innerhalb von 803 m und um 1615 eine Inversion von 7,2° innerhalb von 423 m.

Um 1615 hat sich bis auf 1586 m/M hinunter ein schwach überadiabatischer Temperaturgradient eingestellt.

Wie aus den weiteren Untersuchungen noch folgen wird, sind gerade diese Verhältnisse, wie eine starke Inversion oberhalb des Hochnebels mit gleichzeitiger Abnahme der Dicke der Inversionsschicht, sowie das Vorhandensein eines adiabatischen oder über-

adiabatischen Temperaturgradienten oberhalb des Hochnebels, günstig für dessen Absinken.

Weiter konnte festgestellt werden, daß der Quotient der Zunahmen von ϑ_{ae} und ϑ, gebildet von der Obergrenze des Hochnebels bis zu höheren Schichten, ein gutes Hilfsmittel darstellt, um das Auf- oder Absteigen einer Hochnebeldecke vorauszusehen.

Je größer nämlich der Quotient $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$ ist, umso größer ist auch die Tendenz der Hochnebeldecke, aufzusteigen, vor allem wenn dieser Wert > 1 ist.

Ist $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$ dagegen bedeutend kleiner als 1, so hat der Hochnebel in der Regel absteigende Tendenz.

Die Werte der Quotienten sind am 9. März um 0800 von

760 bis 1167 m/M	$\frac{2{,}3}{2{,}5}$	=	0,92
760 bis 1241 m/M	$\frac{3{,}6}{4{,}3}$	=	0,84
760 bis 1338 m/M	$\frac{5{,}7}{5{,}7}$	=	1,00

Die relativ hohen Quotientenwerte, die nach oben vorerst ab- und dann wieder zunehmen, sowie die langgezogene Inversion oberhalb des Hochnebels, lassen eher ein Ansteigen desselben vermuten.

Bis um 1615 ist der Hochnebel von 800 m/M bis auf 1100 m/M angestiegen.

Um 1615 sind die Quotientenwerte von

1075 bis 1174 m/M	$\frac{6{,}6}{6{,}0}$	=	1,10
1075 bis 1244 m/M	$\frac{7{,}8}{7{,}7}$	=	1,01
1075 bis 1418 m/M	$\frac{7{,}8}{10{,}4}$	=	0,75
1075 bis 1586 m/M	$\frac{10{,}0}{12{,}6}$	=	0,79

Die beiden untersten Werte sind größer als 1 und zwar deshalb, weil im Moment der Meßfahrt die Obergrenze der Nebeldecke noch ansteigende Tendenz hat und sich auf einer Höhe von etwas über 1100 m/M befindet.

Die abnehmenden Quotientenwerte nach oben, die starke Inversion von 7,2°, die in einer Schicht erfolgt, die nur noch halb so groß ist, wie diejenige am Morgen und der überadiabatische Gradient oberhalb der Inversion, deuten auf absteigende Tendenz der Hochnebeldecke hin.

Am 10. März um 0750 liegt die Obergrenze des Hochnebels wieder auf 800 m/M.

Die Obergrenze der Inversion, die sich am 9. März um 0800 in 1878 m/M, um 1615 in 1586 m/M befand, ist nun auf 1163 m/M abgesunken. Der Nebel hat sich dann im Laufe des Vormittags vollständig aufgelöst.

13. bis 14. März 1942

Wetterlage:

Föhnlage. Die Wetterlage ist im einzelnen bereits im fünften Kapitel des Abschnittes über Süd- und Nordföhn (S. 66) beschrieben worden.

Diskussion der Kurven (Abb. 8 bis 10, S. 67 und 69):

13. März

Um **0855** befindet sich die Obergrenze des Hochnebels auf 800 m/M.

Die Inversion beträgt von 760 bis 1420 m/M, also innerhalb 660 m, 7,2°, mit einer gleichzeitigen Feuchtigkeitsabnahme von 77%. Darüber ist eine isotherme Schicht bis auf 1588 m/M vorhanden.

Die Werte der Quotienten $\frac{\partial \vartheta_{ae}}{\partial \vartheta}$ sind um 0855 von

760 bis 1075 m/M	$\frac{1,1}{2,2}$	=	0,50
760 bis 1169 m/M	$\frac{3,1}{7,3}$	=	0,42
760 bis 1268 m/M	$\frac{4,3}{9,3}$	=	0,46
760 bis 1420 m/M	$\frac{7,3}{14,1}$	=	0,52

Eine Aussage über das Verhalten der Hochnebeldecke läßt sich diesmal auf Grund der Quotientenwerte kaum machen. Immerhin nehmen diese nach anfänglicher Abnahme mit der Höhe wieder zu.

Im übrigen ist die Temperaturverteilung aber ähnlich wie am

9. März um 0800. Es besteht eine relativ dicke Inversionsschicht, und darüber ist keine adiabatische Temperaturverteilung festzustellen. Vorbedingungen, die zum Absinken des Hochnebels führen, sind also nicht vorhanden.

Im Laufe des Tages ist dann die Obergrenze des Hochnebels von 800 m/M bis auf 1200 m/M gestiegen.

Um **1710** ist von 1176 bis 1415 m/M, also in einem Bereich von 239 m, eine Inversion von 8,4° mit einer Feuchtigkeitsabnahme von 68% vorhanden.

Bei einer Abnahme der Dicke der Inversionsschicht hat also der Temperatursprung im Inversionsbereich noch zugenommen. Zudem hat sich oberhalb der Inversion, bis auf 1418 m/M hinunter, ein adiabatischer Temperaturgradient eingestellt.

Die Werte der Quotienten sind von

1176 bis 1256 m/M	$\frac{4,9}{6,0}$	=	0,82
1176 bis 1337 m/M	$\frac{5,3}{9,4}$	=	0,56
1176 bis 1415 m/M	$\frac{6,4}{11,3}$	=	0,57

Die Quotientenwerte sind kleiner als 1 und nehmen nach oben ab. Alle diese festgestellten Merkmale lassen ein Absinken des Hochnebels als wahrscheinlich erachten.

14. März

Über Nacht ist die Hochnebeldecke abgesunken und befindet sich um 0725 mit ihrer Obergrenze auf 800 m/M.

Die Obergrenze der Inversion, die am 13. März um 0855 auf 1588 m/M und um 1710 auf 1415 m/M anzutreffen war, hat sich nun bis auf 1245 m/M gesenkt.

Die Inversion beträgt zwischen 760 bis 1245 m/M immer noch 7,4°.

Oberhalb der Inversion befindet sich ein nahezu adiabatischer Temperaturgradient.

Die Werte der Quotienten sind von

760 bis 1075 m/M	$\frac{5,1}{6,2}$	=	0,82
760 bis 1160 m/M	$\frac{10,4}{11,4}$	=	0,91
760 bis 1416 m/M	$\frac{11,3}{13,6}$	=	0,83

Die Obergrenze der Inversion befindet sich um 1740, wenn man die wegen des Kaltluftsees zu niedrige Temperatur auf Stöckalp unberücksichtigt läßt, auf 760 m/M.

Im Laufe des Nachmittags hat sich der Hochnebel vollständig aufgelöst. Die Hochnebelperiode war damit abgeschlossen.

29. März 1942

Wetterlage:

Die Schweiz steht unter dem Einfluß einer Antizyklone, deren Kern sich über Deutschland befindet. Es besteht eine Hochnebeldecke ab zirka 800 m/M mit Obergrenze in zirka 1600 m/M. Gegen Abend setzt leichter Nebelregen ein. Darüber ist es mäßig bis stark bewölkt durch mittlere und hohe Wolken. Im Laufe der Nacht hat feuchte Luft aus NW die Schweiz erreicht, ein Ansteigen des Hochnebels und etwas Niederschlag im Voralpengebiet gebracht.

Diskussion der Kurven (Abb. 23):

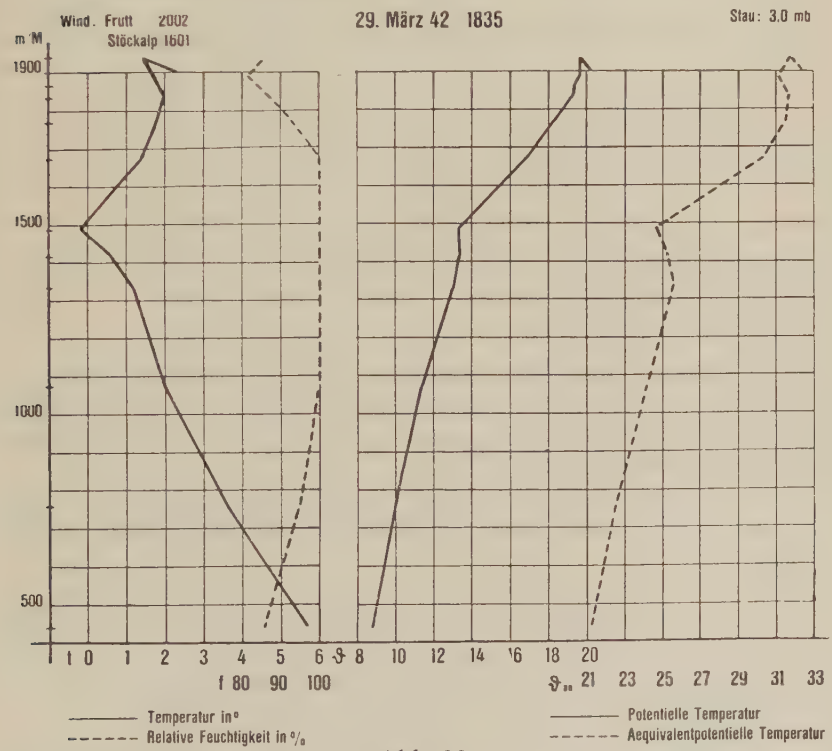

Abb. 23

Hochnebel von 800 bis 1600 m/M. Darüber stark bewölkt durch ac und sc.

Die Meßfahrt konnte diesmal erst um 1835 durchgeführt werden.

Von 1333 bis 1489 m/M ist ein feuchtlabiler Gradient aus der ϑ_{ae}-Kurve erkennbar, der im Zusammenhang mit dem leichten Nebelregen stehen dürfte.

Von 1489 bis 1833 m/M findet man, in einem Bereich von 344 m, eine Inversion von 2,2°. In diesem Höhenintervall nimmt die relative Feuchtigkeit nur um 13% ab, während die spezifische Feuchtigkeit um 0,3 g mit der Höhe zunimmt. Zudem ist 75 m oberhalb der Obergrenze des Hochnebels immer noch eine relative Feuchtigkeit von 100% vorhanden, und die spezifische Feuchtigkeit nimmt von 1489 bis 1675 m/M sogar von 4,4 g auf 5,0 g zu.

Die Quotientenwerte betragen von

1489 bis 1675 m/M	$\frac{5,7}{3,7}$	=	1,54
1489 bis 1770 m/M	$\frac{6,8}{5,0}$	=	1,36
1489 bis 1833 m/M	$\frac{7,0}{6,0}$	=	1,17
1489 bis 1942 m/M	$\frac{7,1}{6,4}$	=	1,11

Die durchwegs über 1 liegenden Werte der Quotienten deuten auf ansteigende Tendenz des Hochnebels hin.

Aus dem Hygrogramm auf der Frutt geht hervor:

Die relative Feuchtigkeit steigt von 1200 bis 1800 von 56% auf 80% und bis 2400 auf 90%. Am 30. März um 0330 zeigt das Hygrogramm 100%. In diesem Moment ist also die Frutt von der Hochnebeldecke erreicht worden.

Am 30. März um 0600 befindet sich die Untergrenze der Wolkendecke auf 1500 bis 1600 m/M und die Obergrenze auf über 2500 m/M.

2. Hochnebellagen im Pilatusgebiet

a) Die Temperatur- und Feuchtigkeitsänderungen oberhalb der Hochnebeldecke

In Tabelle 36 sind von der Obergrenze der Hochnebeldecke oder von der nächsten darunter liegenden Meßstelle aus

die Änderungen der Temperatur mit der Höhe δt,
die Änderungen der relativen Feuchtigkeit mit der Höhe δf
und die Werte der Quotienten $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$ in dem entsprechenden Höhenbereich gebildet.

Unter «Obergrenze» ist die Obergrenze der Hochnebeldecke im Moment der Beobachtung und unter «Verhalten der Hochnebeldecke» die Änderung der Obergrenze derselben im Verlauf der nächsten Stunden angegeben.

Tabelle 36

Datum Zeit	Höhenbereich	δt	δf	$\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$	Obergrenze	Verhalten der Hochnebeldecke
27. 10. 42						
0730	730— 840	+1,0	—12	0,61	750	Steigt bis 0900 auf 850 m/M.
	730—1310	+3,6	—41	0,76		
	730—1410	+2,0	—34	0,76		
1330	840—1310	+3,4	—35	0,80	900	Sinkt bis 1500 auf 820 m/M und bis 1630 auf 720 m/M.
	840—1410	+3,0	—37	0,74		
	840—1515	+2,4	—39	0,66		
	840—1625	+2,6	—49	0,48		
1630	730— 840	+1,8	—17	0,60	720	Sinkt bis am andern Morgen auf 550 m/M und löst sich vollständig auf.
	730—1310	+1,2	—23	0,77		
	730—1410	+1,0	—35	0,39		
	730—1515	+0,8	—39	0,24		
10. 11. 42						
0730	930—1120	—0,2	—28	—0,56	1000	Steigt bis 0900 auf 1390 m/M.
	930—1310	+0,8	—57	—0,11		
	930—1410	+2.8	—75	0,11		
	930—1515	+2,8	—78	0,18		
0900	1310—1410	+5,0	—87	—0,21	1390	Sinkt bis 1030 auf 1200 m/M.
	1310—1515	+3,8	—73	0,02		
1330	1120—1310	+0,7	— 7	1,08	1250	Nach der Messung steigen Nebelfetzen bis auf 1350 m/M. Bis 1500 sinkt die Obergrenze wieder auf 1100 m/M.
	1120—1410	+2,9	—53	0,25		
	1120—1515	+2,1	—55	0,18		

Tabelle 36 (Fortsetzung)

Datum Zeit	Höhen bereich	δt	δf	$\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$	Obergrenze	Verhalten der Hochnebeldecke
11. 11. 42						
0730	1240—1260	+0,6	— 3	1,25	1240	Steigt bis 0840 auf 1500 m/M. und sinkt bis 0900 auf 1320 m/M.
	1240—1290	+3,8	— 3	1,57		
	1240—1310	+4,6	—45	0,98		
0900	1310—1410	+2,2	—20	0,87	1320	Sinkt bis 1030 auf 1290 m/M.
	1310—1515	+6,6	—84	0,36		
	1310—1625	+5,6	—84	0,34		
1030	1120—1290	+3,4	—75	—0,09	1290	Sinkt bis 1100 auf 1250 m/M.
	1120—1310	+3,8	—61	0,25		
	1120—1340	+3,8	—61	0,30		
	1120—1410	+3,8	—64	0,25		
1330	1120—1310	+1,0	—41	—0,21	1250	Lockert sich bis 1500 weitgehend auf und sinkt auf zirka 1200 m/M.
	1120—1410	+3,8	—60	0,34		
	1120—1515	+5,8	—85	0,23		
1500	1120—1310	—0,8	—27	—1,27	1200	Steigt bis 1630 auf 1320 m/M und ist wieder vollständig geschlossen.
	1120—1410	+1,2	—54	—0,07		
	1120—1515	+2,8	—64	0,25		
1630	1310—1330	+1,6	— 2	0,33	1320	Bleibt bis 1800 unverändert. Sinkt bis am andern Morgen auf 1250 m/M.
	1310—1360	+2,2	—28	0,36		
	1310—1410	+7,8	—50	0,84		
	1310—1515	+7,8	—82	0,36		
	1310—1625	+8,0	—83	0,44		
1800	1310—1410	+7,0	—73	0,19	1310	Sinkt bis am andern Morgen auf 1250 m/M.
	1310—2065	+5,3	—75	0,47		
12. 11. 42						
0730	1120—1310	+4,8	—46	0,72	1250	Sinkt bis 1030 auf 1150 m/M.
	1120—1410	+4,8	—55	0,62		
	1120—1515	+4,8	—57	0,63		
1030	1120—1310	+3,0	—40	0,47	1150	Lockert sich auf und löst sich nachmittags in Dunst auf.
	1120—1410	+3,0	—50	0,36		
	1120—1515	+4,0	—65	0,31		
1630	930—1120	+0,7	—11	0,85		Die Dunstschicht mit Obergrenze in 1100 bis 1200 m/M verdichtet sich bis am andern Morgen zu Hochnebel mit Obergrenze in 1250 m/M.
	930—1310	+3,5	—30	0,93		

Tabelle 36 (Fortsetzung)

Datum Zeit	Höhenbereich	δt	δf	$\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$	Obergrenze	Verhalten der Hochnebeldecke
13. 11. 42						
0730	1120—1310	+2,6	—41	0,45	1250	Bleibt bis 1200 unverändert.
	1120—1410	+2,8	—50	0,38		
	1120—1515	+3,8	—66	0,33		
	1120—1625	+2,4	—55	0,42		
1330	1290—1310	+3,2	—34	0,57	1290	Sinkt bis 1630 auf 1200 m/M.
	1290—1410	+4,4	—48	0,53		
	1290—1515	+4,4	—43	0,72		
	1290—1625	+6,2	—54	0,72		
1630	1120—1310	+2,3	—38	0,41	1200	Steigt bis am andern Morgen auf 1560 m/M.
	1120—1410	+3,9	—54	0,43		
	1120—1515	+4,1	—55	0,54		
	1120—1625	+3,5	—57	0,52		
	1120—1872	+1,9	—48	0,64		
	1120—1970	+2,3	—46	0,74		
14. 11. 42						
0730	1515—1625	+4,6	—58	0,39	1560	Sinkt vorerst auf zirka 1480 m/M und steigt bis 0900 wieder auf 1530 m/M.
	1515—1872	+3,0	—33	0,85		
1030	1515—1655	+3,0	—26	1,30	1515	Bleibt fast unverändert bis 1330.
	1515—1872	+4,1	—36	0,90		
1330	1410—1515	+4,0	— 6	1,47	1510	Steigt bis 1500 auf 1550 m/M.
	1410—1625	+5,6	—53	0,69		
	1410—1872	+5,3	—29	1,11		
	1410—1970	+6,5	—41	1,02		
1500	1515—1625	+5,4	—53	0,63	1550	Steigt bis 1630 auf 1615 m/M.
	1515—1872	+4,3	—37	0,91		
	1515—1970	+6,9	—50	0,92		
1630	1515—1625	+4,2	—10	1,37	1615	Hochnebel noch im Steigen. Sinkt bis am andern Morgen auf 1250 m/M.
	1515—1872	+4,6	—36	0,94		
	1515—1970	+6,1	—45	0,92		
15. 11. 42						
0730	1250—1270	+5,8	—44	0,77	1250	Sinkt bis 1630 auf 1150 m/M.
	1250—1300	+6,0	—46	0,77		

Tabelle 36 (Fortsetzung)

Datum Zeit	Höhenbereich	$\delta\tau$	δf	$\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$	Obergrenze	Verhalten der Hochnebeldecke
16. 11. 42						
0730	840— 930	+1,2	— 5	1,14	900	Steigt bis 0900 auf 1150 m/M.
	840—1120	+0,4	— 7	1,00		
1330	1120—1310	+2,4	—19	1,00	1150	Sinkt bis 1500 auf zirka 1000 m/M und lockert sich auf.
	1120—1410	+5,4	—48	0,77		
	1120—1515	+5,4	—52	0,76		
	1120—1625	+3,8	—60	0,54		
1500	930—1120	+1,6	—23	0,67	1000	Bis 1630 steigen Nebelfetzen bis auf 1800 m/M.
	930—1310	+1,2	—45	0,28		
	930—1410	+1,6	—49	0,42		
	930—1515	+0,2	—47	0,32		
	930—1625	+2,0	—56	0,53		
	930—1872	+1,3	—45	0,72		
	930—1970	+2,6	—47	0,82		
1630	1410—1515	+1,2	— 1	1,22		Vor einer Kaltfront steigen Nebelschwaden bis auf 1800 m/M. Bis 1800 vollständige Einnebelung des Pilatushanges.
	1410—1625	+0,4	+ 9	1,50		
	1410—1872	—2,1	+16	1,44		
	1410—2065	—1,2	+21	1,36		

Es wurden sämtliche Hochnebellagen berücksichtigt, bei denen die notwendigen Messungen vorlagen.

In einigen Fällen nimmt die aequivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe ab, bei gleichzeitiger Zunahme der potentiellen Temperatur, womit der Wert von $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$ negativ wird.

Aus den 29 Fällen geht zusammenfassend hervor:

In 22 Fällen sind sämtliche Werte $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$, die von der obersten Schicht der Hochnebeldecke mit der Höhe gebildet werden < 1.

In 13 Fällen davon sinkt die Hochnebeldecke in den nächsten Stunden, in 2 Fällen bleibt sie unverändert, und in 7 Fällen steigt sie an.

Nimmt man von diesen 22 Fällen diejenigen heraus, in denen die Werte $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$ nach oben abnehmen, so ergeben sich 10 Fälle, von

denen in 9 Fällen die Hochnebeldecke sinkt, während sie in 1 Fall unverändert bleibt.

Von den restlichen 12 Fällen, in denen die Quotientenwerte mit der Höhe zunehmen,

sinkt die Hochnebeldecke in 4 Fällen,
bleibt unverändert in 1 Fall und
steigt in 7 Fällen.

In 2 von diesen 7 Fällen ist oberhalb des Hochnebels sogar eine Temperaturabnahme aufgetreten, womit aber gleichzeitig negative Quotientenwerte verbunden sind.

Man sieht also, daß in allen 7 Fällen, in denen die Hochnebeldecke ansteigt, trotzdem $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta} < 1$ ist, die Quotientenwerte mit der Höhe zunehmen.

Die 4 Fälle, die ein Absinken der Hochnebeldecke zeigen, trotzdem die Quotientenwerte mit der Höhe zunehmen, sind am

10. November um 0900
11. November um 1800
13. November um 1330
14. November um 0730

Besonders in den ersten 2 Fällen sind die Quotientenwerte aber sehr klein. Zudem läßt in allen 4 Fällen die kräftige Inversion, verbunden mit der starken Feuchtigkeitsabnahme, auf ein Absinken der Hochnebeldecke schließen.

In 7 Fällen ist mindestens einer der gebildeten Werte $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta} \times 1$.

In 1 Fall bleibt die Obergrenze der Hochnebeldecke unverändert, und in den 6 restlichen Fällen steigt sie an.

Von den 29 Fällen ist die Hochnebeldecke in den nächsten Stunden nach der Beobachtung in 13 Fällen gesunken und in 13 Fällen gestiegen. Bildet man für alle diese Fälle den Temperaturgradienten γ pro 100 m, der sich von der obersten Schicht der Hochnebeldecke bis zur nächst höheren Meßstelle ergibt und die Abnahme der relativen Feuchtigkeit im gleichen Bereich, so erhält man in Tabelle 37:

Tabelle 37

	Hochnebel sinkt		Hochnebel steigt	
	γ	δf	γ	δf
	+ 0,7°	−35%	+ 0,9°	−12%
	+ 1,6°	−17%	− 0,1°	−28%
	+ 5,0°	−87%	+ 0,4°	− 7%
	+ 2,2°	−20%	+ 3,0°	− 3%
	+ 4,9°	−75%	− 0,4°	−27%
	+ 0,5°	−41%	+ 0,4°	−11%
	+ 7,0°	−73%	+ 1,2°	−38%
	+ 2,5°	−46%	+ 3,8°	− 6%
	+ 1,6°	−40%	+ 4,9°	−53%
	+16,0°	−34%	+ 3,8°	−10%
	+ 4,2°	−58%	+ 1,3°	− 5%
	+12,0°	−46%	+ 0,8°	−23%
	+ 1,3°	−19%	+ 1,1°	− 1%
Mittel	+ 4,6°	−45%	+ 1,6°	−17%

Oberhalb einer Hochnebeldecke mit absinkender Tendenz sind also im Mittel die Inversion und die Abnahme der relativen Feuchtigkeit bedeutend größer als dies bei einer Hochnebeldecke der Fall ist, die im Laufe der nächsten Stunden ansteigt.

Vor sinkendem Hochnebel erstreckt sich die Inversion im Mittel bis 220 m über die Hochnebeldecke, während das Minimum der relativen Feuchtigkeit erst 320 m darüber anzutreffen ist.

Vor steigendem Hochnebel reicht die Inversion im Mittel bis 380 m über die Hochnebeldecke, und das Minimum der relativen Feuchtigkeit befindet sich ebenfalls in dieser Höhe.

Die Regel, wonach bei einem adiabatischen Temperaturgradienten oberhalb der Inversionsschicht ein Absinken der Hochnebeldecke eintritt, konnte nur am 27. Oktober 1942 bei einer Föhnlage von 4 bis 6 mb, wenn auch nicht so deutlich wie im Fruttgebiet, beobachtet werden.

Bei allen andern Hochnebellagen bestand ein Staugradient.

Es scheint also, daß ein adiabatischer Temperaturgradient oberhalb der Inversionsschicht einer absinkenden Hochnebeldecke vorwiegend bei Föhnlagen auftritt und dann auch in einem eigentlichen Föhngebiet am deutlichsten zu beobachten ist.

b) Die Verteilung der Temperatur- und Feuchtigkeitsgrößen bei Hochnebel

Die Tabelle 38 zeigt die Verteilung

der Temperatur,
der relativen Feuchtigkeit,
der spezifischen Feuchtigkeit,
der potentiellen Temperatur und
der aequivalentpotentiellen Temperatur

an allen Tagen, da die Obergrenze der Hochnebeldecke eine Höhe von > 1250 m/M erreichte.

In der letzten Kolonne ist das Höhenintervall angegeben, über das sich die Hochnebeldecke erstreckt.

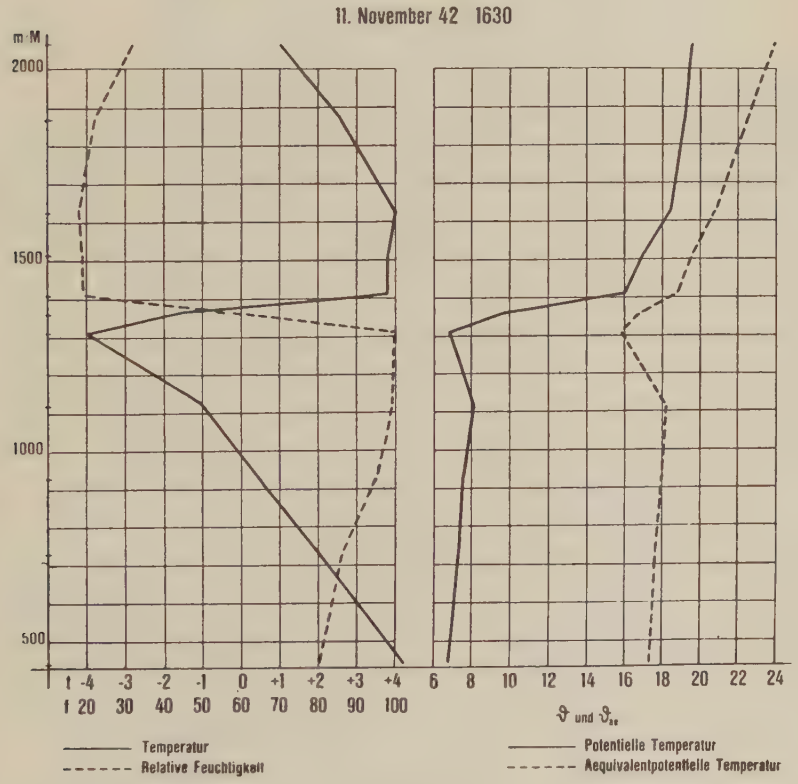

Abb. 24

Hochnebel von 1000 bis 1320 m/M. Darüber leicht bewölkt durch ac.

Tabelle 38

Datum	Zeit	Höhe	t	f	q	ϑ	ϑ_{ae}	Höhenintervall
11. 11. 42	1630	2065	+1,0	32	1,6	19,6	24,0	1000—1320
		1872	+2,6	22	1,3	19,2	22,5	
		1625	+4,0	17	1,0	18,2	20,8	
		1515	+3,8	18	1,1	17,0	19,6	
		1410	+3,8	19	1,1	16,0	18,8	
		1360	−1,8	72	2,7	9,6	16,8	
		1310	−4,0	100	3,1	6,8	15,8	
		1120	−1,0	99	3,9	8,1	18,2	
		930	+0,4	95	4,0	7,6	17.9	
		730	+2,0	86	4.0	7,3	17,6	
		440	+4,2	80	4.2	6,7	17,3	
13. 11. 42	1330	2065	−0,3	59	2,7	18,1	25,4	700—1290
		1872	+1,3	47	2,4	17,8	24,1	
		1625	+3,4	43	2,5	17,2	23,5	
		1410	+1,6	48	2,4	13,5	19,6	
		1310	+0,4	62	2,8	11,3	18,6	
		1290	−2,8	96	3,4	7,8	16,6	
		930	−0,6	100	4,0	6,6	16,7	
		440	+3,5	87	4,3	5,9	16,8	
14. 11. 42	1630	2065	+0,8	62	3,1	19,0	27,3	700—1615
		1872	+0,4	64	3,1	16,5	24,6	
		1625	0,0	90	4,0	13,4	24,0	
		1515	−4,2	100	3,5	8,0	16,6	
		1310	−3,0	100	3,4	7,5	16,5	
		1120	−2,7	100	3,4	6,0	14,9	
		930	−1,7	100	3,6	5,1	14,5	
		730	−0,4	100	3,9	4,5	14,5	
		440	+2,3	84	3,9	4,3	13,9	
15. 11. 42	0730	2065	−0,2	59	2,7	17,8	25,2	800—1250
		1300	+0,8	54	2,4	11,3	17,8	
		1270	+0,6	56	2,5	10,9	17,5	
		1250	−5,2	100	2,8	4,7	12,7	
		930	−2,0	100	3,5	4,8	13.9	
		840	−1.4	99	3,6	4,4	13,8	
		440	+2,1	89	4,0	4,1	15,4	
12. 11. 42	0730	2065	−1,0	49	2,2	17,7	23,5	1000—1250
		1872	−0,6	53	2,3	16,0	22,3	
		1625	+1,6	40	2,0	15,6	21,0	
		1515	+2,1	43	2,2	14,9	20,7	
		1410	+2,0	45	2,3	14,1	20,1	
		1310	+2,0	54	2,7	13,1	20,2	
		1120	−2,8	100	3,4	6,4	15,3	
		930	−1.0	95	3,7	6,4	15,7	
		840	−0,4	90	3,6	6,1	15,2	
		440	+3,0	79	3,8	5,6	15,2	

In Abb. 24 sind die Kurven der Temperatur und relativen Feuchtigkeit der Hochnebellage vom 11. November um 1630 graphisch dargestellt.

Die Beispiele zeigen, daß sich die potentielle und die aequivalentpotentielle Temperatur unterhalb und in der Hochnebeldecke meist nicht stark mit der Höhe ändern. In der obersten Schicht der Hochnebeldecke weist besonders die aequivalentpotentielle Temperatur häufig einen labilen Gradienten auf.

Oberhalb der Hochnebeldecke nimmt die potentielle Temperatur meist stärker mit der Höhe zu als die aequivalentpotentielle Temperatur und zwar umsomehr, je größer die Abnahmen der relativen und spezifischen Feuchtigkeit sind.

Die spezifische Feuchtigkeit nimmt wie die relative Feuchtigkeit bis zirka 300 m oberhalb des Hochnebels ab, dann wieder zu.

3. Die Hochnebelprognose

Aus den Untersuchungen geht hervor, daß sich aus Messungen in und besonders oberhalb einer Hochnebeldecke Anhaltspunkte über deren weiteres Verhalten ergeben. Oberhalb einer auf- oder absteigenden Hochnebeldecke stellt sich eine typische Verteilung der meteorologischen Elemente ein, die nicht sprungartig, sondern allmählich erfolgt und der Änderung der Obergrenze des Hochnebels vorausgeht.

Aus dem besprochenen Material vom Frutt- und Pilatusgebiet, das wohl zu wenig umfangreich ist, um endgültige Schlüsse zuzulassen, ergeben sich die folgenden Regeln:

Für das Absinken einer Hochnebeldecke ist günstig:

1. Kräftige Inversion oberhalb der Hochnebeldecke, verbunden mit einer starken Abnahme der relativen Feuchtigkeit.
2. Kleine Höhe der Inversionsschicht. Besonders, wenn diese im Vergleich zur vorangehenden Beobachtung kleiner geworden ist.
3. Vorhandensein eines adiabatischen oder überadiabatischen Temperaturgradienten oberhalb der Inversionsschicht (besonders bei Föhnlagen und in einem Föhngebiet zutreffend).
4. Kleiner Wert des Quotienten $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$.

   Vor allem muß $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta} < 1$ sein.

Wenn nicht eine starke Inversion mit starker Feuchtigkeitsabnahme oberhalb des Hochnebels vorhanden ist, so müssen zudem die Werte $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$ mit der Höhe abnehmen.

Für das Aufsteigen einer Hochnebeldecke ist günstig:

1. Schwache Inversion oder sogar Temperaturabnahme oberhalb der Hochnebeldecke, verbunden mit einer geringen Abnahme der relativen Feuchtigkeit.
2. Große Höhe der Inversionsschicht. Besonders, wenn diese im Vergleich zur vorausgehenden Beobachtung noch größer geworden ist.
3. Schwache Temperaturabnahme oberhalb der Inversionsschicht.
4. Großer Wert von $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta}$. Besonders wenn $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta} > 1$.
   Wenn $\frac{\delta \vartheta_{ae}}{\delta \vartheta} < 1$ ist, so müssen die Quotientenwerte bei schwacher Inversion mit der Höhe zunehmen.

IV. Zusammenfassung

Typische **Süd- und Nordföhnlagen** wurden im Zusammenhang mit der räumlichen Verteilung der meteorologischen Elemente untersucht.

Die für einen Fallwind charakteristische Eigenschaft des überadiabatischen Temperaturgradienten ist auf der Leeseite meist bei beiden Föhnarten vorhanden. Auf der Luvseite sind jedoch, vor allem bei Südföhn, nicht angenähert adiabatische Temperaturverhältnisse vorhanden, da die aequivalentpotentielle Temperatur erheblich mit der Höhe zunimmt.

Die Entwicklung des Föhns wird in 4 Stadien zusammengefaßt:

1. Stadium:

Durch antizyklonales Absinken der Luftmassen setzt in der Höhe eine Erwärmung und eine Abnahme der Feuchtigkeit ein. Da die Höhen des nördlichen Alpenvorlandes absinkende Luftmassen erhalten, die aus größerer Höhe stammen und deshalb potentiell wärmer sind, so ist die Temperaturerhöhung hier größer als auf dem Alpenkamm. Das antizyklonale Abgleiten der Luftmassen kann am Nordhang der Alpen als schwacher Südwind bereits festgestellt werden, wenn auf dem Alpenkamm noch nördliche Winde wehen.

2. Stadium:

Das isobare Temperaturgefälle von den Höhen des nördlichen Alpenvorlandes gegen den Alpenkamm verstärkt sich. Das damit entstehende Solenoidfeld verschafft der Föhnströmung eine absinkende Komponente und die kinetische Energie zur Ausräumung der Kaltluftschicht, die in der Niederung liegt. Meist gleitet die Föhnströmung dann über den verbleibenden Kaltluftkeil auf, in dem häufig noch nördliche Winde wehen.

3. Stadium:

Durch die aus Westen heranziehenden kälteren Luftmassen wird das Solenoidfeld zerstört und der Föhn von unten nach oben zum Erlöschen gebracht.

4. Stadium:

Die hereinbrechenden Kaltluftmassen bewirken auf der Alpennordseite einen starken Druckanstieg und damit eine Staulage. Auf der Alpensüdseite bildet sich ein Solenoidfeld, das ebenfalls ein Hinuntersteigen der Nordföhnströmung in die Täler zur Folge hat.

Aus der räumlichen Dichteverteilung der Luftmassen und deren Änderung ergeben sich prognostische Regeln, die gestatten, die Ausbildung, Verstärkung oder Abschwächung einer Föhnlage mit großer Wahrscheinlichkeit vorauszusehen.

Ein grundsätzlicher Unterschied in der Entwicklung und den Eigenschaften von Süd- und Nordföhn kann nicht festgestellt werden.

Bei **Hochnebellagen** wurde die Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung in kleinen Höhen- und Zeitintervallen festgestellt. Unterhalb und in einer Hochnebeldecke ändern sich die potentielle und aequivalentpotentielle Temperatur meist nur wenig mit der Höhe. Im obersten Teil der Hochnebeldecke herrscht häufig eine feuchtlabile Schichtung.

Die Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilung in und besonders oberhalb einer Hochnebeldecke gestattet, die nachfolgenden Änderungen der Obergrenze des Hochnebels mit großer Wahrscheinlichkeit vorauszusehen. Die Verhältnisse, die für ein nachfolgendes Absinken bzw. Aufsteigen des Hochnebels günstig sind, wurden in je 4 Regeln zusammengefaßt.

Es folgt nun noch eine kurze Zusammenfassung der Untersuchungen, die nur im Original der Dissertation zur Darstellung kamen:

Am Pilatushang konnten **2 absinkende Inversionen** verfolgt werden, die eine rasche Temperaturzunahme und Feuchtigkeitsabnahme bewirkten. Diese Temperatur- und Feuchtigkeitsänderungen, die entgegen dem täglichen Gang und zuerst in der Höhe erfolgten, setzten sich allmählich nach unten durch, waren aber in der Niederung nur noch schwach festzustellen. In beiden Fällen ist die Schweiz am folgenden Tag von einer Kaltfrontokklusion passiert worden, die Niederschlag und Temperaturfall brachte. Es kann damit als wahrscheinlich erachtet werden, daß solche absinkende Inversionen in engem Zusammenhang mit dem nachfolgenden Einbruch einer kälteren Luftmasse stehen.

Vor einem **Kaltlufteinbruch** konnte im Pilatusgebiet festgestellt werden, daß vor dem Durchgang der Kaltfront ein Temperaturfall

von 6 bis 7° oberhalb einer Hochnebeldecke eintrat. Diese Temperaturabnahmen sind zuerst in zirka 1300 m/M, unmittelbar über der Hochnebeldecke erfolgt und haben dann allmählich auch die oberen Luftschichten erfaßt. Die Obergrenze des Hochnebels ist vor dem Durchgang der Kaltfront rasch von 1200 m/M auf über 1800 m M angestiegen. Mit dem Durchgang der Böenwalze der Kaltfront ist oberhalb 1300 m/M die Temperatur um 1 bis 2° und die aequivalentpotentielle Temperatur um 4 bis 6° gestiegen. Erst im Laufe der Nacht hat dann eine neue Kaltluftstaffel einen weiteren Temperaturfall bewirkt. Im Bereich der vorher bestehenden Hochnebeldecke und darunter hat der Luftmassenwechsel eine leichte Erwärmung, darüber eine mäßige bis starke Abkühlung gebracht. Über die Ursachen, die zu der allgemein bekannten Abkühlung in der Höhe vor dem Durchgang der eigentlichen Kaltfront führen, bestehen verschiedene Theorien. Im vorliegenden Fall, wo sich die Temperaturabnahmen in den einzelnen Höhen eindeutig von unten nach oben fortgepflanzt haben, bei einem gleichzeitigen Aufsteigen des Hochnebels, muß angenommen werden, daß die präfrontale Abkühlung durch die Hebung der potentiell kälteren Luft der Niederung entstanden ist.

Im Zusammenhang mit **63 Fall- und Steiggebieten** des Luftdruckes wurden die 24 stg. Änderungen der meteorologischen Elemente an den Stationspaaren Jungfraujoch—Interlaken, Rochers de Naye—Montreux, Säntis—Sargans, Gotthard—Altdorf und Gotthard—Lugano gebildet und vergleichend diskutiert. Gleichzeitig wurde auch der Nord-Südgradient des Luftdruckes und die Änderungen desselben, sowie die Bewölkungs- und Niederschlagsverteilung beidseits der Alpen betrachtet. Es lassen sich verschiedene Beziehungen unter den angegebenen Größen herleiten, und es zeigt sich, daß diese meist in typischer Weise mit den einzelnen Stadien der Fall- und Steiggebiete des Luftdruckes verbunden sind. Eine vergleichende Betrachtung all dieser meteorologischen Vorgänge, die gleichzeitig an den verschiedenen Stationspaaren eintreten, stellt ein wertvolles Hilfsmittel dar, um den Wetterablauf zu erfassen und um Anhaltspunkte in prognostischer Hinsicht zu gewinnen.

Literaturverzeichnis

[1]) Lammert, 1920: Der mittlere Zustand der Atmosphäre bei Südföhn.
Veröff. Leipzig, Bd. II, Heft 7.

[2]) Raethjen, 1939: Warum virtuell-feuchtpotentielle Temperatur?
Mt. Zs., S. 263 bis 265.

[3]) Ficker, 1909: Innsbrucker Föhnstudien IV.
Wiener D. S., 85, S. 113 bis 173.

[4]) Linke, 1939: Meteorologisches Taschenbuch IV.
S. 185.

[5]) Chromow, 1940: Einführung in die synoptische Wetteranalyse.
S. 93.

[6]) Hann, 1866: Zur Frage über den Ursprung des Föhns.
Zs. Oe. G. M., I. Bd., S. 257.

[7]) Wenger, 1916: Über den gegenwärtigen Stand der Föhntheorie.
Met. Zs., S. 1 bis 10.

[8]) Lehmann, 1937: Geschichte der Föhntheorie.
Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.
S. 45 bis 76.

[9]) Wild, 1868: Der Schweizerföhn. Entgegnung auf Dove.
Zs. für schweizerische Statistik.
1901: Über den Föhn.
D. S. der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft XXXVIII.

[10]) Billwiller R., 1878: Erklärung des Herabsteigens des Föhns in die Alpentäler.
Met. Zs., S. 204.
1903: Über den Vorschlag Wilds zur Einschränkung des Begriffes Föhn.
Met. Zs., S. 241.

[11]) Ficker, 1905: Innsbrucker Föhnstudien I.
Wiener D. S., 78, S. 83 bis 163.
1909: Innsbrucker Föhnstudien IV.
Wiener D. S., 85, S. 113 bis 173.
1910: Über die Entstehung der Föhnwinde auf der Nordseite der Alpen.
Met. Zs., S. 439.

[12]) Ficker, 1911: Absteigende Winde bei Süd- und Nordföhn.
Met. Zs., S. 170.

[13]) Streiff-Becker, 1930: Altes und Neues über den Glarnerföhn.
Mitteilungen der Natf. Ges. Glarus.
1933: Die Föhnwinde.
Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.
S. 66 bis 82.
1942: Neue Untersuchungen über den Schweizerföhn.
D. S. der SNG., Band LXXIV, Abh. 4.

[14]) Ficker, 1931: Warum steigt der Föhn in die Täler?
Met. Zs., S. 227 und 394.

[15]) Streiff-Becker, 1931: Zur Dynamik des Föhns.
Met. Zs., S. 149.
1931: Warum steigt der Föhn in die Täler?
Met. Zs., S. 393.

[16]) Bjerknes V., 1933: Physikalische Hydrodynamik.
S. 139 und 775.

Bjerknes J.
Solberg H.
Bergeron T.

Verzeichnis der verwendeten Symbole

t	Lufttemperatur (^0C)
T	absolute Temperatur (^0K)
t_v	virtuelle Temperatur
T_v	virtuelle Temperatur in absoluter Skala
ϑ	potentielle Temperatur
θ	potentielle Temperatur in absoluter Skala
ϑ_v	virtuellpotentielle Temperatur
θ_v	virtuellpotentielle Temperatur in absoluter Skala
ϑ_v^*	virtuell-feuchtpotentielle Temperatur
t_{ae}	aequivalente Temperatur
ϑ_{ae}	aequivalentpotentielle Temperatur
θ_{ae}	aequivalentpotentielle Temperatur in absoluter Skala
γ	vertikaler Temperaturgradient pro 100 m
p	Luftdruck
g	Schwerebeschleunigung
ρ	Luftdichte
e	Dampfdruck
E	Sättigungsdampfdruck
f	relative Feuchtigkeit
q	spezifische Feuchtigkeit
R	Gaskonstante
α	Wärmeausdehnungskoeffizient der Gase
v	spezifisches Volumen
C	Zirkulation
N	Zahl der Solenoide
ln	natürlicher Logarithmus
log	Briggscher Logarithmus

Curriculum vitae

Ich, Karl Paul Frey von Reigoldswil (Kanton Baselland), wurde am 17. Dezember 1916 in Olten geboren.

Mein Vater, Emil Frey-Schneider, war Bautechniker. Er starb im Jahre 1925. Meine Mutter, Frau Rosa Frey-Schneider, führte von 1926 bis 1943 eine Privatpension in Olten. Für ihre bewundernswerte Arbeit, die mir auch das Studium ermöglicht hat, danke ich ihr von Herzen.

Von 1932 bis 1936 besuchte ich das Lehrerseminar in Solothurn. Mein erstes Hochschulsemester absolvierte ich im Winter 1936/1937 an der Universität Basel. Nachdem ich anschließend als Stellvertreter an solothurnischen Primarschulen tätig war und meine militärischen Schulen erledigt hatte, setzte ich vom Frühling 1938 bis Frühling 1941 meine Studien an der Universität Basel fort.

Im März 1940 erwarb ich das solothurnische Bezirkslehrerpatent, und im Wintersemester 1940/1941 legte ich die Prüfungen in den Nebenfächern zum Doktorexamen ab, nämlich in Mathematik, Physik und Chemie.

An der Universität Basel besuchte ich die Vorlesungen bzw. Übungen folgender Herren Dozenten:

Buchner, Buxtorf, Däniker, Flatt, Fichter, Gschwind, Häberlin, Hagenbach, Handschin, Kuhn, Miescher, Niethammer, Ostrowski, Portmann, Probst, Reinhart, Renfer, Ruggli, Rupe, Schmalenbach, Senn, Spieß, Verzàr, Wehrli, Wolf.

Vom Frühling 1941 bis Frühling 1942 studierte ich noch zwei Semester an der Universität Zürich, wobei ich die Vorlesungen der folgenden Herren Dozenten hörte:

Flückiger, Fueter, Götz, Huber, Lugeon.

Anschließend an mein Zürcherstudium habe ich neben meiner Lehrertätigkeit vorliegende Dissertation ausgearbeitet. Herr Dr. Lugeon, Adjunkt der Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich, zeigte reges Interesse an meiner Arbeit, und er gab mir wertvolle Anregungen, die ich ihm hier herzlich verdanken möchte.

Seit September 1943 bin ich als Lehrer für Mathematik an die Bezirksschule Olten gewählt.